Vršac
JAT
Flight Academy

Dr Milivoj B. Gavrilov

VAZDUHOPLOVNA METEOROLOGIJA

SAOBRAĆAJNA DOZVOLA ATPL

Yugoslav Airlines



Dr Milivoj B. Gavrilov

VAZDUHOPLOVNA METEOROLOGIJA

SAOBRAĆAJNA DOZVOLA -ATPL-

2001.
Yugoslav Airlines

Autor
Dr Milivoj B. Gavrilov

Izdavač
JAT Pilotska akademija - Vršac

Za izdavača
Cap. inst. Aleksandar Hadžijević

Recenzent
Dr Borivoj Rajković

Lektori
Prof. Vera Rašajski Gavrilov
Prof. Milosava Vraneš

Slike
Aleksandar Radičević
Dipl. ing. Dejan Tanasijević
Dipl. ing. Milan Lužajić

Ilustracije
Dejan Risteski

Kompjuterska obrada
Gavrilo Gavrilov

Organizator
Cap. inst. Milorad Aleksić

Štampa
Kuća štampe, Bačka 15, 11080 Zemun

Tiraž
500 primeraka

CIP – Katalogizacija u publikaciji
Narodna biblioteka Srbije, Beograd

551.50:656.7(075.8)

GAVRILOV, Milivoj B.
Vazduhoplovna meteorologija / Milivoj B. Gavrilov. – Vršac: JAT Pilotska akademija, 2000 (Zemun: Kuća štampe). –1. knj. (razl. pag.): graf. prikazi: 24 cm

Tiraž 500. – Bibliografija. –Registar.
ISBN 86–7086–009–0

a) Vazduhoplovna meteorologija
ID=87092748

SADRŽAJ



Foreword

AVIATION METEOROLOGY is the textbook for the subject *Aviation Meteorology* as per the curriculum of JAT Flight Academy in Vršac, Serbia. This curriculum covers four standard courses: *Private Pilot Licence (PPL), Commercial Pilot Licence (CPL), Instrument Flight Rules (IFR) and Air Transport Pilot Licence-(ATPL)* and refreshment courses. The textbook completely covers the programs of mentioned coursed, except for the part of the program that is related to aviation meteorological documentation intended for the aviation crews. This part of the program is left out on purpose because it is closely linked to the operative aviation procedures which differ from one region to another and are subject to change. Its omitting is supposed to prolong the validity of the textbook.

The text book is primarily intended for the students of the JAT Flight Academy in Vršac and other students of various courses for pilot professions as well as for other students of various courses for pilot vocations. The textbook is also recommended to the pilots of civil and military aviation and to other aviators. Besides that, the textbook can be also used by experts in other fields that deal with the problems of aviation meteorology or meteorology in general and even by meteorologists that work in the field of aviation meteorology.

In the textbook, concepts, terms, symbols and marks are harmonized with international standards. The author exerted efforts to choose the most appropriate Serbian translations for them.

The textbook consists of three parts and seven additions. The first part of the textbook, *Basic Aviation Weather*, consists of six chapters: *The Atmosphere; Atmospheric Energy and Temperature; Pressure; Altitude and Density; Wind; Vertical Motions and Stability;* and *Atmospheric Moisture*. There, the reader is gradually acquainted with the basis of meteorology, explained using simple and known phenomena without excessive use of mathematical and physical formulations. The second part of the textbook, *Atmospheric Circulation Systems* consists of four chapters: *Scales of Atmospheric Circulation; Air Masses, Fronts and Cyclones; Thunderstorms;* and *Local Winds*. There, the most important atmospheric circulations are described according to phenomenology and quantity that are significant to the aviation. In the third part of the textbook, *Aviation Weather Hazards;* in five chapters: *Wind Shear; Turbulence; Icing; Instrument Meteorological Conditions; and Additional Weather Hazards*, all dangerous weather phenomena to aviation are systematically presented with plenty of quantitative data, both related to their magnitude, duration, intensity and also to their influence on airplanes. Besides that, this part has many recommendations on the actions/manoeuvres which a pilot should undertake for the purpose of avoiding dangerous weather events and/or decreasing their influence. There are seven additions at the end of the textbook: *Units of Measurement; Standard Atmosphere; Dew Point Temperature and Relative Moisture; Meteorology in the Service of Aviation; Marks, Symbols and Abbreviations; Bibliography;* and *Index* should provide the supplement to the teaching program.

The use of the textbook depends on the previous knowledge and the experience of the reader. Beginner is advised gradual acquaintance with the textbook from the beginning, while purposeful use is advised only to the readers who are already familiar with the concept of contemporary aviation meteorology. In the case the textbook is used as operative tool during the preparation and/or the flight itself, the author recommends previous studying of the whole textbook.

For the purpose of easier use of the textbook, the reader is warned about certain specific characteristics of the text. Although the text is written according to usual rules of Serbian language, several exceptions were made on purpose in order to bring the text closer to similar texts written in English. Thus, full stop is used as decimal point and Latin names of the clouds were written with capital initial letter. Besides that, the Figures and Tables are written with capital initial letter. Furthermore, the rules are introduced with the aim of improving easier reading of the text: (i) significant concepts as well as abbreviations are made in bold letters and (ii) more important recommendations to pilots, foreign words, important natural laws and some definitions are all made in cursives (italic) letters.

Two handbooks of this author precede this textbook: AVIATION METEOROLOGY FOR PPL and CPL (1992) according to which the author lectured the subject of *Aviation Meteorology* at the JAT Flight Academy in Vršac until the publication of this book and AVIATION METEOROLOGY-AVIATION WEATHER HAZARDS (1997) which is identical to the third part of this book and some of its additions. The textbook comprises the author`s experience in teaching the subject *Aviation Meteorology* for all pilot licences (PPL, CPL, IFR and ATPL) at the JAT Flight Academy amounting to around 4800 hours. The author`s experience in teaching other subjects could not be omitted from the textbook: *Meteorology* at the Faculty of Transport and Traffic Engineering, University of Belgrade, Serbia (from 1992/93 till now); *General Meteorology and Modelling of the Atmosphere Part I* at the Faculty of Physics, University of Belgrade, Serbia ((1983/84, 1996/97 and 1997/98); *Modelling of the Atmospheric Processes on Synoptic and Global Scales, Modelling of the non-Viscous Adiabatic Processes, Modelling of the Atmosphere Inside and in the Vicinity of the Human Habitat* at the Center for Meteorology and Environmental Modelling at the University of Novi Sad, Serbia (1998/99 until now); and *General Meteorology* at the Faculty of Natural Sciences and Mathematics, University St. Cyril and Methodius, Skopje, Macedonia (from 1999/00 until now). The experience of the author in performing many meteorological tasks in the Federal Hydrometeorological Service of the Socialist Federative Republic of Yugoslavia should be added here.

I am glad to be able to thank Aleksandar Hadžijević, Director of the JAT Flight Academy and Milorad Aleksić, the Head of Theoretical Studies in the JAT Flight Academy whose initiatives and immense support were crucial for the publication of this textbook. I owe great appreciation to Aleksandar Radičević who, by skilful combining of exceptional knowledge of computers and artistic talent, managed to realize to perfection all my ideas related to the creation of illustrations. The most deserving for the final appearance of the textbook is Gavrilo Gavrilov who prepared the textbook for printing in

record time using his perfect knowledge of computer processing and for that I express my admiration and gratitude to him. Sometimes, the help of Milan Lužajić, an exceptional expert in computer processing of text and graphics was crucial, while the participation of Dejan Tanasijević can be also deemed significant and for that I thank them. I owe my appreciation to Snežana Petković and Radoslav Mojašević for their help in choosing synoptic material presented in the textbook as well as to Ivan Nikolić who helped me to prepare the selected synoptic material for publishing using computers. My need to additionally motivate the reader to devote his time to this book by adding humorous illustrations at the beginning of each chapter was excellently realized by Dejan Risteski, and for that I am thankful to him. The assistance of Jelena Grčić in typing one part of the text was welcome and I thank her, too, for that. I would like to express my special appreciation to Mladomir Jovašević who sincerely encouraged me to write this textbook. Stevan Ožegović gave some initial contribution to the writing of this textbook while Nikola Pedović assisted in the formulation of the style of the textbook and for that I thank them, too. Finally, I express my gratitude to the reviewer Borivoj Rajković for his efforts in writing the review and proof-readers Milosava Vraneš and Vera Rašajski Gavrilov for noticed errors.

Mart, 2016 Dr. Milivoj B. Gavrilov

Predgovor

VAZDUHOPLOVNA METEOROLOGIJA je osnovni udžbenik za predmet *Vazduhoplovna meteorologija* prema nastavnom programu JAT Flight Academy iz Vršca. Ovaj program obuhvata više kurseva, pre svega: Sportsku dozvolu (*Private Pilot Licence* - PPL), Profesionalnu dozvolu (*Comercial Pilot Licence* - CPL), Instrumentalno letenje (*Instrument Flight Ruls* - IFR), Saobraćajnu dozvolu (*Air Transport Pilot Licence* - ATPL), kao i razne kurseve za obnavljanje znanja. Udžbenik u potpunosti obuhvata programe navedenih kurseva, izuzev dela programa koji se odnosi na vazduhoplovnu meteorološku dokumentaciju. Pošto je ovaj deo programa podložan čestim promenama, njegovo izostavljanje bi trebalo da produži aktuelnost udžbenika.

Udžbenik je prvenstveno namenjen učenicima JAT Flight Academy iz Vršca. Takođe, udžbenik mogu koristiti i ostali učenici pilotskog zanimanja, kao i ostali polaznici raznih kurseva za pilotska zvanja. Pored toga, udžbenik se preporučuje vrhunskim letačima civilnog i vojnog vazduhoplovstvu, kako u klipnoj tako i u mlaznoj avijaciji, kao i svim ostalim letačima i vazduhoplovnim skakačima. Pored njih, udžbenik mogu koristiti i stručnjaci u drugim oblastima koji se sreću sa problemima vazduhoplovne meteorologije ili meteorologije uopšte, pa čak i meteorolozi kojima je vazduhoplovna meteorologija zanimanje.

U udžbeniku su pojmovi, termini, simboli i oznake usklađeni prema uobičajenim međunarodnim, a kad god je to bilo moguće, i prema domaćim standardima. Zbog izvesnog zaostajanja domaće službene teorije i prakse u prihvatanju i tumačenju sve većeg broja pojmova, termina, simbola i oznaka koje nameće savremena vazduhoplovna meteorologija, ponekad je bilo nužno uvoditi, predlagati i tumačiti pojmove, termine, simbole i oznake na srpskom jeziku. Autor se trudio da odabere najprikladnije srpske prevode za pojmove, termine, simbole i oznake, kao i njihova tumačenja, ali pri tome ne smatra da se ovaj posao nije mogao i drugačije uprilièiti.

Udžbenik se sastoji iz tri dela i sedam dodataka. Prvi deo udžbenika čini šest glava. U njima čitalac postepeno upoznaje osnove meteorologije objašnjene upotrebom samo jednostavnih i iskustveno većini čitalaca poznatih fenomena, bez preterane upotrebe matematičko-fizičkih formulacija. Drugi deo udžbenika čine četiri glave. U njima su fenomenološki i kvantitativno opisane najvažnije atmosferske cirkulacije značajne za vazduhoplovstvo. U trećem delu udžbenika su kroz pet glava sistematizovano prikazane sve opasne vremenske pojave za vazduhoplovstvo uz mnoštvo kvantitativnih podataka, kako o njihovoj veličini, vremenu trajanja, intenzitetu, tako i o njihovom uticaju na vazduhoplove. Pored toga, ovaj deo obiluje preporukama o radnjama koje pilot treba da preduzme radi izbegavanja susreta sa opasnim vremenskim pojavama i/ili umanjivanja njihovog delovanja. Sedam dodataka na kraju udžbenika treba da obezbede dopunu nastavnog gradiva.

Korišćenje udžbenika zavisi od predznanja i iskustva čitaoca. Početnku se obavezno preporučuje postupno savladavanje materije od početka udžbenika, dok se namensko korišćenje preporučuje samo čitaocima dovoljno familijarnim sa savremenim konceptom vazduhoplovne meteorologije. U slučaju da se udžbenik koristi kao operativno pomagalo tokom pripreme i/ili izvođenja leta, autor preporučuje prethodno savladavanje celog udžbenika.

Radi lakšeg korišćenja udžbenika čitaocu se skreće pažnja na izvesne specifičnosti teksta. Iako je tekst pisan prema uobičajenim pravilima srpskog jezika, napravljeno je nekoliko namernih izuzetaka, kako bi se tekst približio sličnim preovlađujućim tekstovima u Svetu na engleskom jeziku. Tako, za decimalni znak je korišćena tačka, a latinski nazivi oblaka su pisani velikim početnim slovom. Pored toga, velikom početnim slovom su pisani nazivi slika i tabela. Dalje, u cilju poboljšanja preglednosti teksta uvedena su pravila: (i) da su važni pojmovi, kao i skraćenice, svi označeni masnim (**bold**) slovima i (ii) važnije preporuke pilotima, strane reči, važni prirodni zakoni i neke definicije su svi označeni kurzivnim (*italik*) slovima.

Prethodnicu ovom udžbeniki čine dve autorove skripte. Prva se zove VAZDUHOPLOVNA METEOROLOGIJA ZA PPL I CPL ovlašćenja (1992) po kojoj je držana nastava *Vazduhoplovne meteorologije* u JAT Flight Academy iz Vršca do pojave ove knjige. Druga skripta ima naziv VAZDUHOPLOVNA METEOROLOGIJA - OPASNE VREMENSKE POJAVE (1997). Ona je napisana za potrebe pokrivanja nastavnog gradiva ATPL kursa u JAT Flight Academy iz Vršca i skoro da je identična sa trećim delu ove knjige i nekim njenim dodacima. Pored toga, u udžbenik je ugrađeno autorovo iskustvo u vođenju nastave iz *Vazduhoplovne meteorologije* u JAT Flight Academy, koje mereno pilotskim aršinom iznosi oko 4800 časova. Sigurno je da iz udžbenika nije moglo da se izostavi autorovo iskustvo u nastavi: *Meteorologije* na Saobraćajnom fakultetu u Beogradu (od 1992/93 do sada), *Meteorologije* i *Modeliranja atmosfere I* na Fizičkom fakultetu u Beogradu (1983/84, 1996/97 i 1997/98), različitih predmeta na specijalističkim i poslediplomskim studijama u Centru za meteorologiju i modeliranje životne sredine Univerziteta u Novom Sadu (od 1998/99 do sada), kao i *Osnovi na Meteorologija, Numerički metodi vo dinamika na fluidi i dinamička meteorologija i Dinamika na graničniot sloj so teorija na turbulentnost* na Prirodno-matematičkom fakultetu Univerziteta Sv. Kiril i Metodij u Skopju (od 1999/00 do sada). Svemu treba dodati i autorovu praksu stečenu u Saveznom hidrometeorološkom zavodu u obavljanju mnogih vazduhoplovnih i drugih meteoroloških poslova.

Drago mi je što mogu ovim putem da se zahvalim cap. inst. Aleksandru Hadžijeviću, direktoru JAT Flight Academy i cap. inst. Miloradu Aleksiću, šefu teorijske nastave u JAT Flight Academy čije su inicijativa i ogromna podrška bile presudne za izdavanje ovakvog udžbenika. Veliku zahvalnost dugujem Aleksandru Saši Radičeviću, koji je vešto kombinujući izuzetno poznavanje računarstva i likovnog talenta uspeo do perfekcije da realizije skoro sve moje ideje vezane za izradu skica i ilustracija. Najveću zaslugu za krajnji izgled knjige ima učenik Gavrilo Gavrilov koji je u rekordnom roku udžbenik pripremio za štampu koristeći svoja perfektna znanja računarstva, zbog čega mu iskazujem divljenje i zahvalnost. Ponekad, bila je presudna pomoć Milana Lužajića, dipl. ing. takođe vrsnog poznavaoca kompjuterske obrade teksta i grafike, dok se učešće Dejana Tanasijevića, dipl. ing. može smatrati značajnim, na čemu im se takođe zahvaljujem. Zahvalnost dugujem Snežani Petković, dipl. met. i Radoslavu Mojaševiću, dipl. met. za pomoć u izboru sinoptičkog materijala priloženog u knjizi, kao i Ivanu Nikoliću, dipl. met. koji mi je pomogao da izabrani sinoptički materijal kompjuterski pripremim za dalju obradu. Moju potrebu da duhovitim ilustracijama na početku svake glave dodatno motivišem čitaoca na druženje sa ovom knjigom odlično je ostvario Dejan Risteski, zbog čega sam mu zahvalan. Pomoć Jelene Grčić, pre svega u prekucavanju jednog dela teksta, bila je dobrodošla pa se i njoj zahvaljujem. Posebno poštovanje želeo bih da iskažem mr Mladomiru Jovaševiću, dipl met. koji me je iskreno više nego prijateljski podsticao da ovaj udžbenik napišem. Na kraju, ali ne po ulozi u pripremi i prihvatanju rukopisa, sa zadovoljstvom izražavam zahvalnost recenzentu doc. dr Borivoju Rajkoviću sa Fizičkog fakulteta u Beogradu na trudu oko pisanja recenzije, lektorima prof. Veri Rašajski Gavrilov i prof. Milosavi Vraneš na ukazanim lektorskim propustima. Istovremeno, izvesnog doprinosa u imaju cap. inst. Stevan Ožegović dipl. ing. za početnu podršku u pisanju i izdavanju udžbenika, kao i Nikola Pedović za pomoć u formiranju stila udžbenika, zbog čega im se takođe zahvaljujem.

Novembar, 2000. Dr Milivoj B. Gavrilov

DEO I

OSNOVI VAZDUHOPLOVNOG VREMENA

Deo I treba čitaocu da obezbedi meteorološku (reč meteorologija potiče od grčkih reči: *meteoros* koja znači uzvišen i *logos* koja znači razgovor) "osnovu" za studije o vazduhoplovnom vremenu. Vreme utrošeno na čitanje i razumavanje osnova biće isplaćeno u kasnijim delovima teksta, gde će se obaveštenja okrenuti mnogo kompleksnijim pojmovima, kao što su razumevanje ponašanja, pa čak i predviđanje, atmosferskih sistema i fenomena koji se odnose na opasne vremenske pojave za vazduhoplovstvo.

Nakon uspešnog završetka izučavanja Dela I, čitalac će steći razvijen rečnik vazduhoplovnih vremenskih izraza i potrebno znanje o suštinskim svojstvima i procesima u atmosferi. Pilot mora imati kompletnu informaciju o vremenu i njegovom uticaju na letenje. Zadatak pilota u razumevanju koncepta meteorološkog vremena biće mnogo lakši uz Osnove vazduhoplovnog vremena.

GLAVA 1
ATMOSFERA

Uvod

Izučavanja nekih fizičkih sistema, kao što su motori ili vazduhoplovi, obično počinju opisom tih sistema. Informacije o sastavu, delovima, lokaciji i određena terminologija o sistemu su neophodan preduslov za kasnija bolja razumevanja objašnjenja o funkcijama sistema. Naše studije o vazduhoplovnom vremenu počeće na predložen način. U ovom slučaju "sistem" je atmosfera.

Posle uspešnog završetka izučavanja ove glave, čitalac će moći da opiše sastav, dimenzije i srednju strukturu atmosfere koristeći vlastitu meteorološku terminologiju. Pored toga, raspolagaće dragocenim referentnim alatom o standardnoj atmosferi.



Odeljak A

SASTAV ATMOSFERE

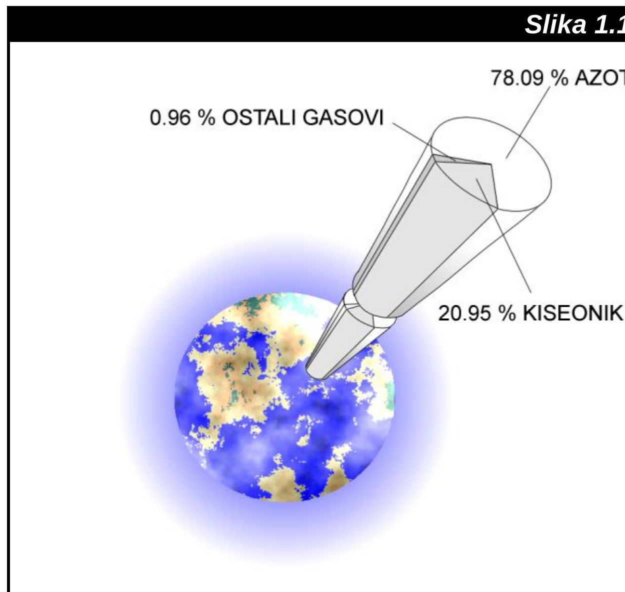
Opšte je prihvaćena definicija da je **atmosfera** gasoviti omotač Zemlje, iako se u njoj pored gasova, nalaze i delići tečne i čvrste materije, kao njeni neraskidivi delovi. U njoj se odigravaju najraznovrsnije vremenske pojave sa svim svojim korisnim i štetnim uticajem na život, zdravlje i raspoloženje čoveka. Takođe, u atmosferi se odigravaju i sve letačke aktivnosti.

Atmosferu uglavnom čini smeša raznih gasova. Najveći deo otpada na vazduh i vodenu paru. Pored ovih sastojaka u atmosferi su prisutni mikroskopski delići čvrste i tečne materije različitog porekla, higroskopska jezgra kondenzacije, kapljice vode, zrnca leda, bakterije i drugi mikroorganizmi.

Najvažniji činilac atmosfere jeste vazduh, odnosno mešavina raznih gasova. Vazduh koji ne sadrži vodenu paru (H_2O) naziva se **suvi vazduh**. Ustanovljeno je da se suvi vazduh prvenstveno sastoji od azota (N_2) i kiseonika (O_2) u donjem delu atmosfere ili do visine od oko 82 000 ft (fit ili stopa, vidi Dodatak 1). U ovom delu atmosfere azot zauzima 78.09 %, a kiseonik 20.95 % prostora. Ova dva za život posebno važna gasa bitno se razlikuju po svojim hemijskim osobinama. Dok se azot vanredno teško jedini sa drugim materijama, kiseonik veoma lako stupa u hemijske reakcije. Kiseonik je ljudima, životinjama i biljkama potreban za disanje. Tom prilikom on se jedini sa ugljenikom (C) stvarajući ugljen dioksid (CO_2), koga u atmosferi ima oko 0.03 %. Na drugoj strani, ugljen dioksid stalno izlazi iz atmosfere jer ga biljke asimiliraju. One u postupku fotosinteze, koristeći još sunčeve zrake, vodu i razne minerale, stvaraju najraznovrsnija ugljenikova jedinjenja, pri čemu, istovremeno, oslobađaju kiseonik.

Treći po zastupljenosti gas u suvom vazduhu je argon (Ar) koga ima 0.93 %. Suvi vazduh u neznatnim količinama sadrži još niz gasova kao što su: helijum (He), kripton (Kr), neon (Ne), ksenon (Xe), radon (Rn), jodove pare (J), amonijak (NH_3), ozon (O_3), vodonik (H_2), itd. Na Slici 1.1. šematski su prikazani najvažniji sadržatelji suvog vazduha.

Slika 1.1



Najvažniji sadržatelji suvog vazduha.

Za razliku od prethodno navedenih činilaca atmosfere, čije se količine smatraju nepromenjivim, sadržaj vodene pare je promenjiv. Takođe, vodena para je vrlo neravnomerno raspoređena. Tako, ovaj gas u veoma vlažnom vazduhu može zauzimati i do 4 % prostora.

Odeljak B

SVOJSTVA ATMOSFERE

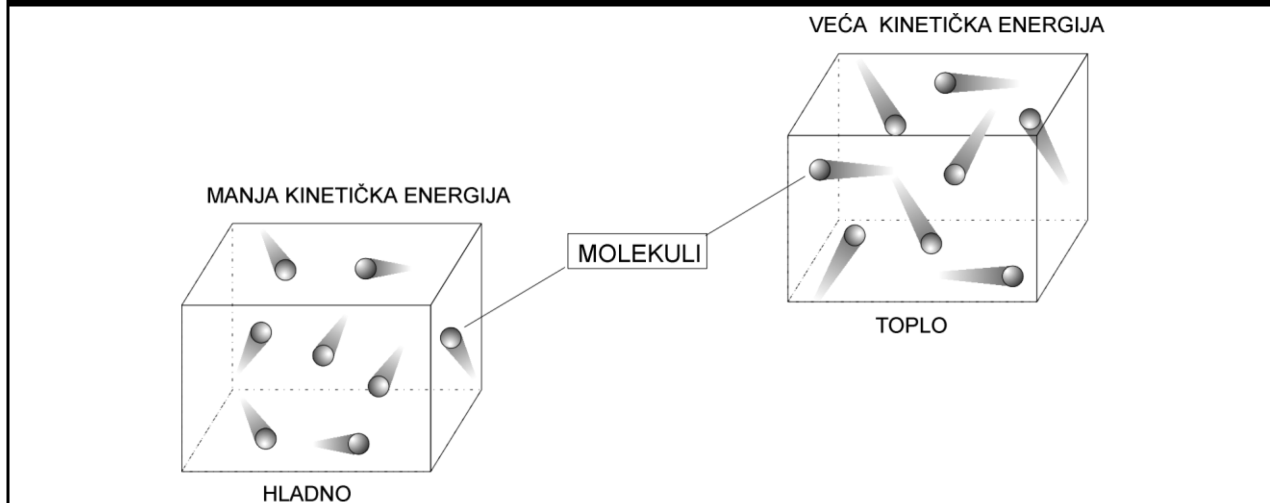
Za opisivanje svojstva atmosfere kao mešavine raznih gasova koriste se **veličine stanja**. To su temperatura, gustina i pritisak.

TEMPERATURA

Temperatura se definiše na više načina. Na primer, temperatura je mera zagrejanosti, ili mera "toplijeg" ili "hladnijeg". Naredna podesna definicija temperature je da je to mera kretanja molekula gasa. **Kinetička energija** postoji usled kretanja. Molekuli gasa poseduju kinetičku energiju proporcionalnu kvadratu njihove brzine, pa se u vezi s tim temperatura definiše kao mera srednje kinetičke energije svih molekula gasa u nekom prostoru. Često se srednja kinetička energija molekula gasa naziva **toplotna energija** ili **toplota**. Veličina srednje kinetičke (toplotne) energije određuje veličinu temperature, kao što pokazuje Slika 1.2.

Što je kretanje molekula gasa veće i temperatura je viša, pa kažemo da je gas topliji. Na drugoj strani, kada molekuli usporavaju kretanje, temperatura opada, pa kažemo da se gas hladi. Najzad, uz dalje hlađenje, kretanje molekula prestaje na temperaturi koja se naziva **apsolutna nula.** Ona iznosi t = 273.15 ^{0}C (stepen Celzijusov, vidi Glavu 2). Ostale informacije o temperaturi biće saopštene u narednoj glavi.

Slika 1.2

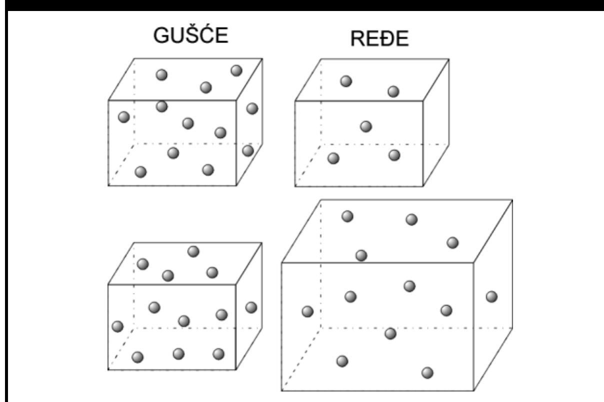


Temperatura je mera srednje kinetičke energije svih molekula gasa. Loptice dužih "repova" predstavljaju "tople" molekule ili molekule većih brzina (veća kinetička energija), dok loptice kraćih "repova" predstavljaju "hladne" molekule ili molekule manjih brzina (manja kinetička energija).

GUSTINA

Gustina gasa se definiše kao količina ili masa molekula u zadatom prostoru ili zapremini. Ako se smanjuje ukupna količina molekula u zadatom prostoru, smanjuje se gustina. Ako količina molekula ostaje ista a zadati prostor se povećava, ponovo se gustina smanjuje. Prethodni odnosi su prikazani na Slici 1.3. Kao jedinica za gustinu koristi se jedinica količine ili mase (gram - g ili kilogram - kg) molekula u/po jedinici prostora ili zapremine (kubnicentimetar - cm^3 ili kubnimetar - m^3).

Slika 1.3



Broj loptica prikazije broj molekula u zadatom prostoru ili zapremini kutijastog oblika. Ukupna količina ili masa gasa je proporcionalna broju molekula.

Ponekad se za meru gustine koristi tzv. **specifična zapremina**. Ona pokazuje veličinu zapremine u kojoj je smeštena jedinična količina mase molekula gasa. Kao jedinica za specifičnu zapreminu upotrebljava se odnos jedinica za količinu i zapreminu molekula.

PRITISAK

Pritisak je po definiciji sila kojom krećući molekuli gasa deluju na zadatu površinu (kvadratnicentimetar - cm^2 ili kvadratnimetar - m^2). Ostale informacije o pritisku biće saopštene u Glavi 3.

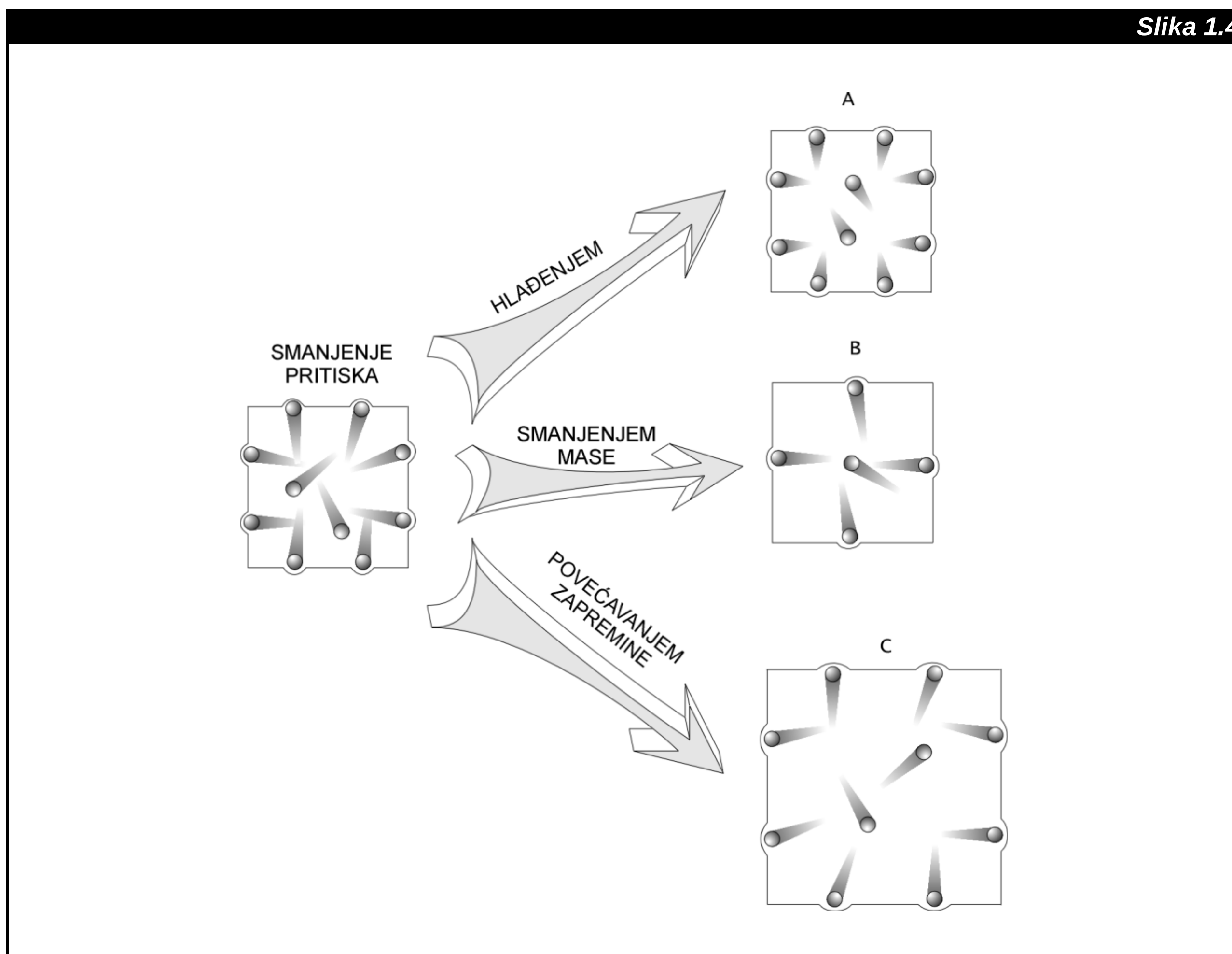
GASNI ZAKON

Zajednička karakteristika svih gasova je da se veličine stanja ponašaju prema istom fizičkom principu, poznatom kao **gasni zakon**. On se može predstaviti jednostavnom matematičkom relacijom

$$\frac{P}{G \times T} = R.$$

U ovoj jednačini *P* je pritisak, *G* je gustina, *T* je temperatura, a *R* je konstanta koja se posebno eksperimentalnim putem određuje za svaki gas (vidi Glavu 3, Odeljak B). Vidimo da prethodna jednačina kaže da količnik pritiska i proizvoda gustine i temperature mora uvek biti konstantan. Na primer, ako se pritisak menja, moraju se menjati gustina ili temperatura pojedinačno, ili zajedno, tako da njihov odnos ostaje srazmerno konstantan. Slika 1.4 ilustruje primenu gasnog zakona u tri jednostavna primera za dobijanje nižeg pritiska u sudu različite temperature ili gustine.

Slika 1.4



Pritisak je sila kojom krećući molekuli gasa deluju na zidove suda. Kada je gustina konstantna (A), pritisak se može smanjiti samo hlađenjem. Molekuli imaju manje energije i njihova krećuća sila se smanjuje na zidove suda. Kada se temperatura i zapremina suda ne menjaju (B), pritisak se može redukovati smanjenjem gustine, odnosno mase gasa. Mada molekuli pojedinačno imaju istu energiju, pošto ih ima manje, njihova krećuća sila na zidove suda je sada manja. Kada temperatura i masa gasa u sudu ostaju iste (C), pritisak može biti smanjen povećavanjem zapremine suda. Sada, molekuli imaju istu energiju, ali se njihova krećuća sila smanjuje, jer deluje na veću površinu.

Odeljak C

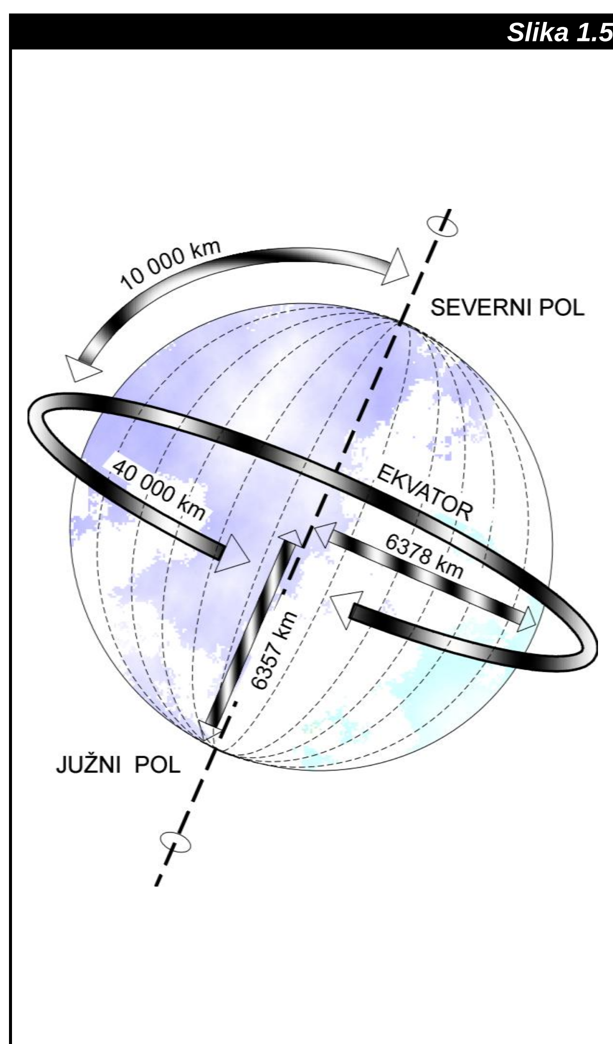
STRUKTURA ATMOSFERE

Kratki uvodi o sastavu atmosfere, veličinama stanja i gasnom zakonu obezbedili su nam korisnu terminologiju i druge alate za dalji opis atmosfere. U ovom odeljku ćemo ove alate primeniti za izučavanje strukture atmosfere.

DIMENZIJE ZEMLJE

Oblik i osnovne dimenzije "čvrstog i tečnog dela" planete Zemlje prikazani su na Slici 1.5. Zemlja se obično prikazuje u loptastom ili sfernom obliku (**globus**), iako je njen stvarni oblik samo približno loptast. Poluprečnik Zemlje na Ekvatoru je 6 378 km (kilometar), dok se idući ka polovima njeni poluprečnici smanjuju, da bi na samim polovima bili kraći za 21 km od poluprečnika na Ekvatoru. Geometrijski oblik ovakvih karakteristika naziva se **elipsoid**, pa se zato često može čuti da Zemlja ima, ne samo loptast ili sferni, već i elipsoidni oblik. Međutim, još pedantnijim posmatranjem je uočeno da Zemlja odstupa i od oblika pravilnog elipsoida. Pošto za takav oblik prethodno nije određen generalni naziv, on se naziva **geoid**. Tako, kaže se da Zemlja ima geoidni oblik. U svim budućim izlaganjima, tokom trajanja ove knjige, koristiće se samo loptast oblik, dok će se mnogi meteorološki procesi posmatrati samo na delovima ili celim hemisferama (poluloptama) sa severne i južne strane Ekvatora, nazvanih zbog toga Severna i Južna hemisfera. Od ostalih dimenzija Zemlje, istaknimo da njen obim preko Ekvatora iznosi približno 40 000 km, a rastojanje između polova i Ekvatora je oko 10 000 km.

Slika 1.5

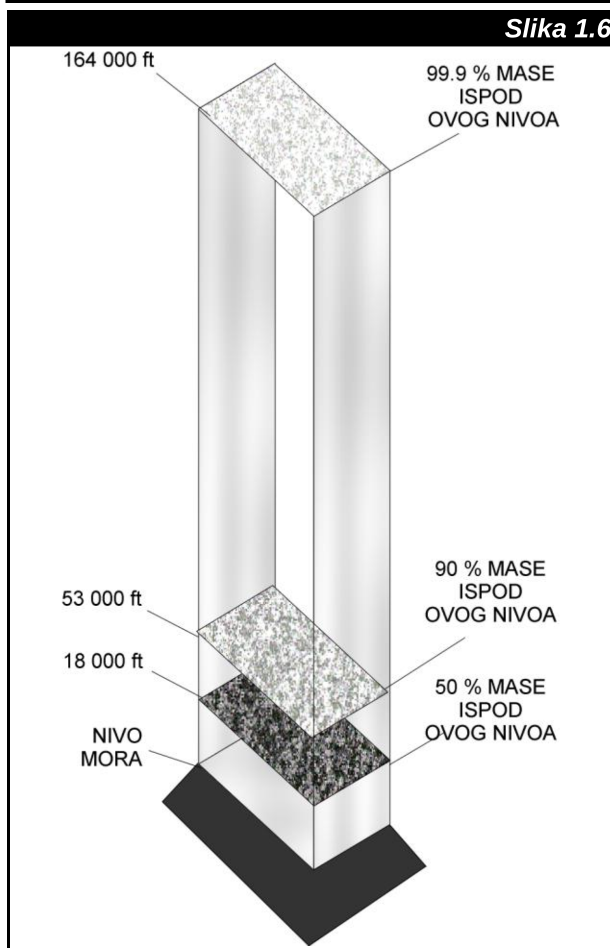


Oblik i dimenzije Zemlje.

Pažljivom čitaocu sigurno nije promakao problem o tome, kako su određivana rastojanja od centra Zemlje do njene površine (poluprečnici), kada se zna da je površina Zemlje iznad kopna veoma neravna. Odgovor na ovaj problem je da su poluprečnici Zemlje određeni kao rastojanje od centra Zemlje do **srednjeg nivoa mora** (*Mean Sea Level* - MSL). U meteorologiji i vazduhoplovstvu, kao i drugim geofizičkim naukama i njihovim primenama, MSL se smatra **referentnim nivoom Zemlje** ili "referentnom površinom" Zemlje, jer se u odnosu na ovaj nivo određuju rastojanja tačaka i objekata ispod, na i iznad Zemlje, sem ako se drugačije ne definiše. Takođe, prihvaćeno je da se za rastojanja od MSL koriste termini **visina** i/ili **nadmorska visina**. Ukoliko su ova rastojanja iznad MSL, ona se označavaju kao pozitivni brojevi. Suprotno, kada su rastojanja ispod MSL, ona se označavaju kao negativni brojevi, pri čemu se koriste i termini **ispod srednjeg nivoa mora** i/ili **negativna nadmorska visina**.

DEBLJINA ATMOSFERE

Važno je istaći da je atmosfera retka i da se **debljina** (**visina**) **atmosfere**, odnosno, rastojanje između MSL i njenog vrha ne može jasno odrediti. Atmosfera je fluid koji nema dobro definisanu gornju površinu, kao što je to, na primer, u slučaju kod okeana, gde je njegova gornja površina (vrh) jako dobro izdvojena. Međutim, aproksimativno određivanje "vrha" atmosfere se može obaviti na osnovu njene gustine. Gustina na visini od 164 000 ft od MSL je samo oko jedan hiljaditi deo gustine na MSL. Od ukupne mase atmosfere 99.9 % leži ispod navedene visine, Slika 1.6.



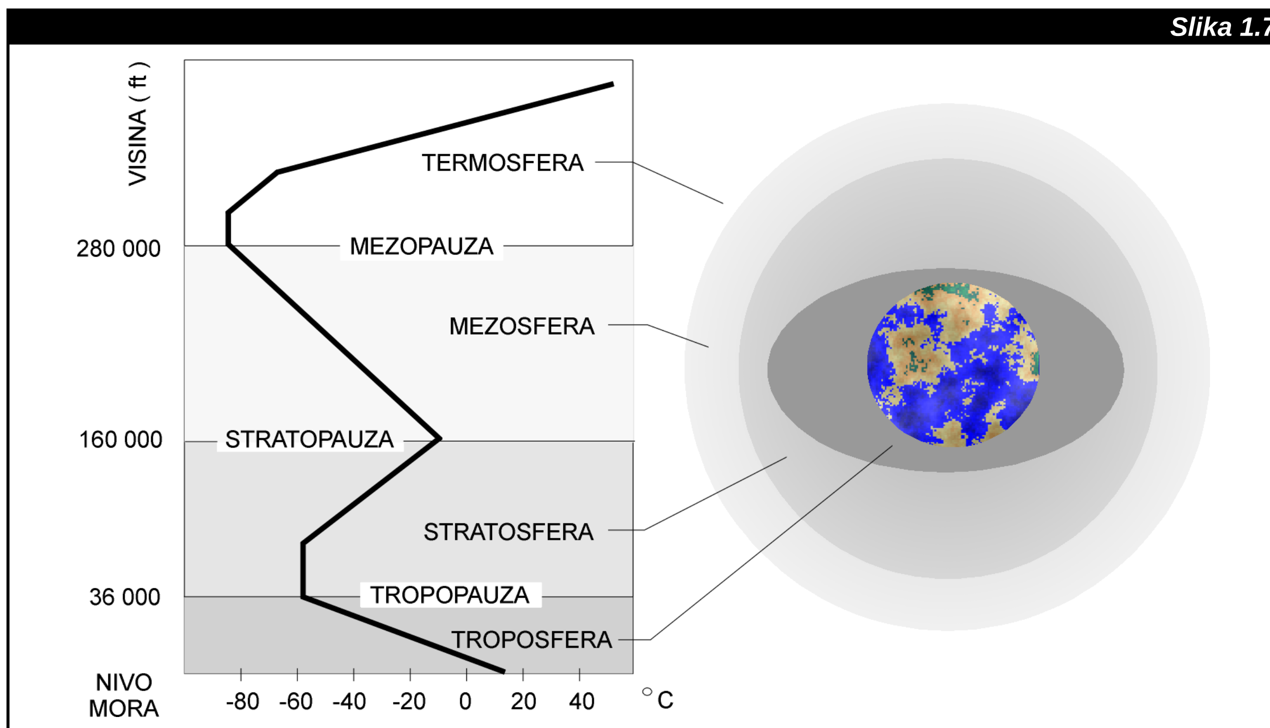
Masa atmosfere u procentima ispod navedenih visina.

Takođe, važno je znati da je debljina atmosfere relativno mala u poređenju sa poluprečnikom Zemlje. To je vrlo tanak sloj, kao ljuska od jajeta u odnosu na dimenzije jajeta.

TEMPERATURNI SLOJEVI

Na osnovu raznovrsnih merenja danas su dobro poznate glavne karakteristike atmosfere do njenih najvećih visina. Uobičajena je podela atmosfere na slojeve istih ili sličnih temperaturnih osobina, odnosno na tzv. **temperaturne slojeve** (**sfere**). Slika 1.7. prikazuje ove slojeve na dva skice. Na desnoj skici je dat presek atmosfere i Zemlje, gde se temperaturni slojevi vide kao prstenovi različitih šrafura oko Zemlje. Istovremeno, leva skica prikazuje temperaturne slojeve kao liniju promene temperature po osrednjim visinama temperaturnih slojeva.

Troposfera je najniži sloj atmosfere. Za meteorologiju je ovaj sloj od najvećeg interesa, pošto se u njemu odvija većina glavnih procesa koje nazivamo vazduhoplovno vreme ili samo vreme. Tu nastaju i izčezavaju oblaci, stvaraju se padavine, nastaju i nestaju vetrovi, itd. Troposfera se iznad Ekvatora prostire do visine od 53 000 - 60 000 ft, a idući ka polovima visina joj se postepeno smanjuje, da bi na polovima iznosila 20 000 - 26 500 ft, dok srednja visina troposfere iznosi oko 36 000 ft. Troposfera sadrži 75 % mase atmosfere. Pored toga, njena važna osobina je opadanje temperature porastom visine. Uobičajena vrednost ove veličine se kreće između 1.8 - 2.1 °C/1 000 ft (stepen Celzijusov na 1 000 fita) ili 0.6 - 0.7 °C/100 m (stepen Celzijusov na 100 metera). Na osnovu svega može se izračunati da je na vrhu troposfere temperatura oko -60 °C (minus šezdeset stepeni Celzijusovih).



Temperaturni slojevi atmosfere.

Tropopauza je gornja granica troposfere. Kaže se da je to nivo, iako ima izvesnu debljinu. U njoj se temperatura po visini obično ne menja ili blago opada.

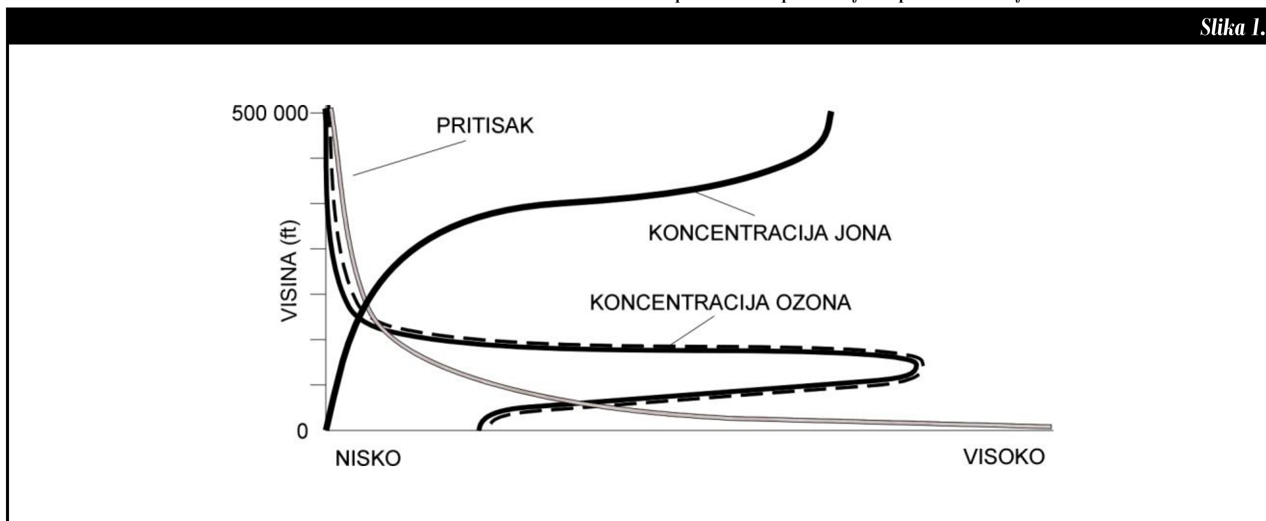
Stratosfera nailazi tokom daljeg penjanja. Uočava se da je u nižim slojevima temperatura konstantna, da bi se posle toga povećavala porastom visine. Naziv sloja proistekao je iz načina kretanja vazduha u njemu. Kretanja se odigravaju manje-više u horizontalnim slojevima (*strata*, grčka reč koja znači sloj). Suprotno ovim kretanjima, u troposferi (*tropo* je grčka reč koja znači obrtanje ili promenu) postoji često jako vertikalno kretanje, po čemu je ona očigledno i dobila naziv. U meteorologiji se pojmovi stabilnosti i nestabilna vezuju za nesposobnost i sposobnost vertikalnog kretanja, redom. Tako, možemo reći da je stratosfera stabilna a troposfera nestabilna. Više detalja o ovim pojmovima biće dato u Glavi 5.

DRUGI SLOJEVI

Pored pomenutih, mogu se izdvojiti i drugi slojevi atmosfere. Tako, na primer, tri grafikona na Slici 1.8 prikazuju raspored koncentracije ozona, jona i pritiska po visini.

Ozonski sloj se nalazi u donjim delovima stratosfere na visini od 100 000 ft, odnosno na mestu najveće koncentracije ozona. Ozon (*O_3*) se dobija spajanjem molekula (*O_2*) kiseonika i njegovog atoma (*O*), pod dejstvom izvesnih talasnih komponenti ultraljubičastog zračenja (vidi Glavu 2). Istovremeno, neki drugi uticaji razlažu ozon na molekul i atom kiseonika. Procesi dobijanja i razlaganja ozona su u ravnoteži, pa je njegova količina približno konstantna. Za živi svet je najvažnije da se apsorpcijom (potrošnjom) ultraljubičastog zračenja sprečava njegovo prekomerno prodiranje na površinu Zemlje.

Slika 1.8



Raspored koncentracija ozona, jona i pritiska po visini.

Stratopauza se nalazi na vrhu stratosfere. Njena visina je na oko 160 000 ft. Na ovoj visini temperatura visokih slojeva atmosfere dostiže maksimalnu vrednost.

Mezosfera je sloj odmah iznad stratopauze. On se prostire do visine od oko 280 000 ft. U njemu temperatura ponovo opada porastom visine.

Mezopauza je sloj atmosfere na kome se završava mezosfera. Na nivoima postojanja ovog sloja temperatura atmosfere dostiže minimalnu vrednost.

Termosfera je najviši sloj u prikazanom modelu atmosfere. U ovom sloju se temperatura povećava porastom visine. Međutim, značenje prethodno definisanog pojma temperature vazduha ovde ne važi u potpunosti. Broj molekula vazduha je tako mali da pojam "srednje kinetičke energije" molekula vazduha nema veliko značenje. Temperatura objekata u ovom prostoru više je vezana za odnos radijacije Sunca prema osunčanoj strani predmeta u odnosu na zaklonjenu stranu.

Ozonske rupe su oblasti u ozonskom sloju gde su koncentracije ozona ispod normalnih vrednosti. One se posebno javljaju iznad regiona Južnog pola tokom leta (septembar - decembar). Smatra se da ozonske rupe stvaraju **polutanti** (**atmosfersko zagađenje**) zasnovani na hloro-fluoro-karbonatskim (*CFC*) jedinjenjima. Polutanti dospevši u stratosferu dovode do smanjenja koncentracije ozona. Takođe, ustanovljeno je da su su oni uvek produkti ljudskih aktivnosti.

Jonosfera je dubok sloj sastavljen od naelektrisanih čestica (joni i slobodni elektroni). Ovaj sloj se prostire od donje mezosfere prema termosferi. Stvaranje naelektrisanih čestica na ovim visinama se dešava zato što dolazeća radijacija Sunca ima dovoljno energije da rastavi retke atome i molekule na jone i slobodne elektrone. Amplitudno modulisani (AM) radio takasi se odbijaju i/ili apsorbuju od različitih podslojeva jonosfere. Zato je stanje ovog sloja često odgovorno za kvalitet radio komunikacija.

Takođe, na Slici 1.8 je prikazana i kriva promene pritiska po visini. Važno je uočiti da se pritisak uvek smanjuje usled povećanja visine. Ova činjenica je od velikog značaja za vazduhoplovstvo jer se koristi u postupku određivanja visine aviona. Detaljnije o ovom pitanju biće diskutovano u Glavi 3. Druga važna karakteristika pritiska je njegovo neravnomerno smanjenje porastom visine. On se naglo smanjuje pri tlu, a sve manje na većim visinama. *Tako, treba zapamtiti da se u nižim slojevima troposfere pritisak smanjuje za oko* 1 hPa (hektoPaskal, vidi Glavu 3) *na svako povećanje visine za* 27 ft.

Tokom letenja na velikim visinama postoji nekoliko važnih fizioloških efekata vezanih za smanjenje pritiska usled porasta visine. Koncentracija kiseonika u vazduhu je proporcionalna ukupnom pritisku. Ona se smanjuje porastom visine na isti način kao i pritisak. Ovo smanjenje nameće pilotima, članovima posade i putnicima vazduhoplova potrebu za dodatnim udisanjem kiseonika iznad tzv. **"kritične visine"** (npr. 16 500 ft iznad MSL). Takođe, određena je i "kritična visina" gde se zbog jako smanjenog pritiska (npr. 43 000 ft iznad MSL), dodatni kiseonik mora dopremati pod pritiskom. Na jako velikim visinama (npr. 70 000 ft iznad MSL) pritisak gasova i fluida ljudskog tela daleko prevazilazi atmosferski pritisak. U uslovima ovako niskog pritiska fluidi isparavaju (krv "proključa"). Zato, piloti u nekompresibilnim avionima moraju nositi kompresiona odela.

Slično kao i pritisak, vertikalni raspored gustine se ne može slojasto klasifikovati. Generalno posmatrano, gustina se smanjuje povećanjem visine, odražavajući naša ranije stečena saznanja da je veći deo mase atmosfere raspoređen u nižim slojevima. Gustina nije manje važna u vazduhoplovnim primenama. Performanse vazduhoplova direktno zavise od gustine atmosfere, tako što slabe njenim smanjenjem. To je pogotovo slučaj u višim slojevima atmosfere (stratosfera). Letovi na ovim visinama su ređi. Oni su zasnovani na posebnim performansama takvih letilica, drugačijoj edukaciji i iskustvu pilota u odnosu na ovde izložen program. Zato će se diskusija o ovim problemima ovde izostaviti. Međutim, postoje situacije kada gustina postaje kritična u nižim slojevima atmosfere. Na primer, to se često dešava blizu tla, zbog visokih prizemnih temperatura vazduha. Ovakva situacija će se detaljnije razmatrati u Glavi 3.

STANDARDNA ATMOSFERA

Standardna atmosfera se još zove **internacionalna standardna atmosfera** (*International Standard Atmosphere* - ISA). Ona predstavlja idealizovanu atmosferu sa specificiranim vrednostima vertikalne raspodele pritiska, temperature i gustine prema međunarodno propisanom dogovoru. Specificirane vrednosti su sledeće:

1. Vazduh je suv i hemijski sastav mu je na svim visinama jednak.
2. Vrednost gravitacije je svuda ista i iznosi $g = 9.806$ m/s^2 (metar po sekundi na kvadrat).
3. Na MSL pritisak i temperatura su redom; $P = 1\,013.25$ hPa i $t = 15.0$ ^{0}C.
4. Na ma kojoj visini h merenoj u metrima između MSL i 11 000 m, temperatura se u stepenima Celzijusovim menja prema jednačini

   $t = 15.0 - 0.006\,5 \times h.$

5. Za visine iznad 11 000 m temperatura vazduha je konstanta i iznosi $t = -56.5$ ^{0}C.

ISA ima veliku primenu:

- za kalibraciju instrumenata za merenje pritiska, odnosno visine (**altimetar**);
- za dobujanje podataka o performansama aviona;
- za izračunavanje pritiska na referentnim nivoima (MSL, visina aerodroma i/ili piste, itd.) i
- kao standard za upoređivanje sa drugim modelima atmosfere.

U Dodatku 2 ove knjige date su u tabelarnom obliku neke relacije između visine, temperature i pritiska u standardnoj atmosferi.

Sažetak

U ovoj glavi počela je gradnja koncepta, kao i uvođenje neophodnog rečnika, vazduhoplovnog vremena. Upoznali smo osnovne činioce atmosfere i sastav vazduha. Dobijena je predstava o dimenzijama Zemlje i veličini atmosfere. Upoznali smo temperaturne i druge slojeve atmosfere i naučili smo njihove glavne karakteristike, čime smo dokučili osnovni model atmosfere. Na kraju ove glave dati su parametri internacionalne standardne atmosfere (ISA), kao referentnog modela atmosfere za razne vazduhoplovne primene.

Na ovom mestu bilo je nužno objasniti i pojmove o nekim fizičkim veličinama kojima se opisuje stanje gasa. Sve ovo će se kasnije obilato koristili za opis vrlo složenih atmosferskih fenomena.

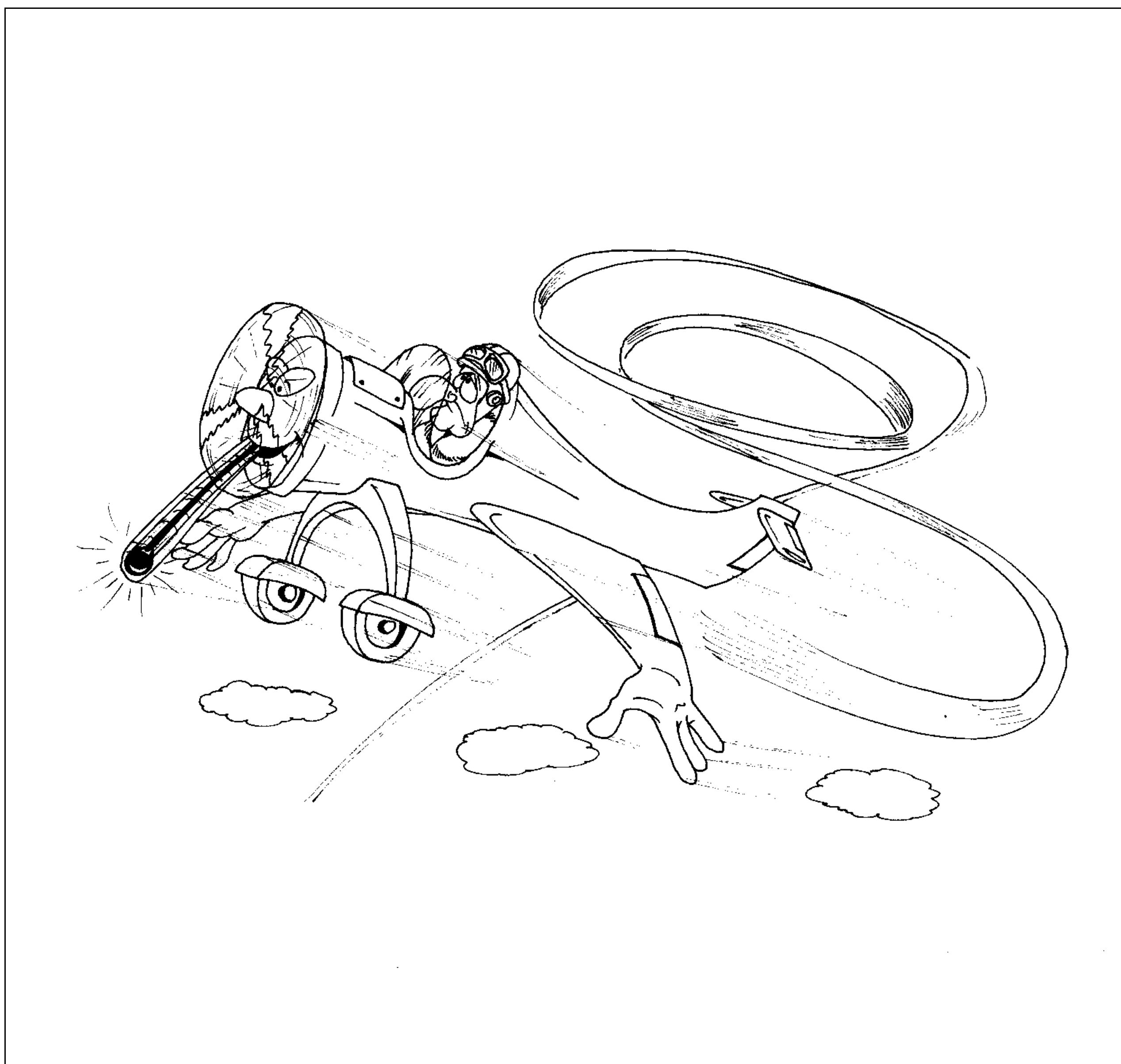
GLAVA 2

ATMOSFERSKA ENERGIJA I TEMPERATURA

Uvod

U ovoj glavi nastavićemo da izgrađujemo osnove referentnih modela atmosfere. Sada ćemo okrenuti našu pažnju ka energetskim pokretačima atmosfere. Upoznaćemo glavni izvor energije atmosfere (Sunce). Detaljno ćemo upoznati transformacije energije i objašnjenja konkretnih raspodela temperature. Posebno će se razmatrati vertikalna stratifikacija temperature i anomalije koje se pri tome javljaju. Dobro razumevanje ovih fenomena predstavlja važnu osnovu za kasnije razumevanje vetra i vremena uopšte.

Nakon uspešnog završetku izučavanja ove glave, čitalac će moći da razume važne relacije koje postoje između planete Zemlje i Sunca, načine energetskih transformacija, kako između Zemlje i Sunca, tako i između tla i atmosfere. Naučiće se i neki praktični aspekti o merenju temperature.

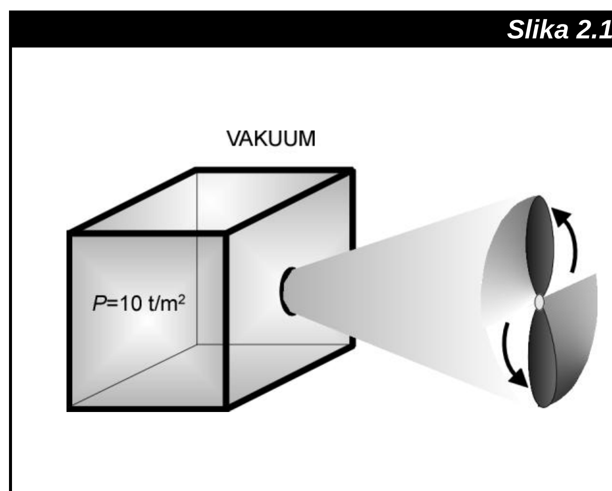


Odeljak A

TOPLOTNA ENERGIJA

Ako bismo atmosferski vazduh pod normalnim pritiskom od 1 013.25 hPa, ili približno od 10 t/m^2 (tona po kvadratnommetru), smestili u sud čvrstih zidova i preneli ga u bezvazdušni prostor, onda na suprotnoj strani zidova više ne bi delovala sila pritiska okolnog vazduha. Tada, na zidove suda bi delovao samo zatvoreni vazduh nepromenjenom silom. Pravljenjem otvora u zidu suda i stavljanjem elise ispred otvora, kao što to prikazuje Slika 2.1, zatvoreni vazduh bi počeo da struji, zbog čega bi se elisa pokrenula.

Slika 2.1



Unutrašnja ili toplotna energija vazduha.

Kao što je pokazamo, iako je vazduh u stanju mirovanja on sadrži neku energiju. To je **unutrašnja energija** vazduha koja sva potiče od njegove toplote. Ona je tim veća što je vazduh zagrejaniji (topliji).

TRANSFERI ENERGIJE

Prethodna predstava o toploti kao dominantnom obliku energije u atmosferi jeste u saglasnosti sa njenim stvarnim osobinama. Međutim, taj oblik energije nije ni početni ni finalni. Toplota predstavlja samo jednu u nizu transformacija koje energija Sunca doživljava dospevši na planetu Zemlju, produkujući na kraju vetar, oblake i padavine. Da bi se navedeni fenomeni vazduhoplovnog vremena dogodili, toplotna energija dobijena od Sunca mora biti raspoređena po atmosferi. Pri tome se ona, kao i pre toga energija Sunca, transformiše jednim od sledeća tri načina za razmenu/prenos.

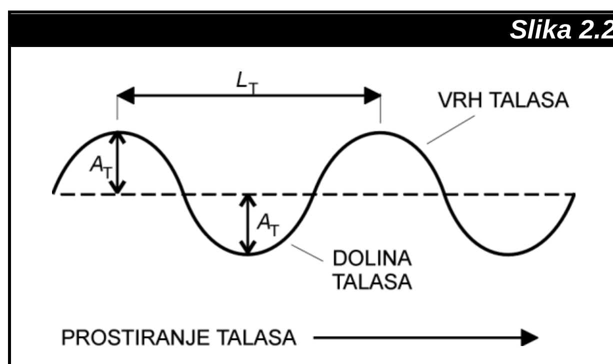
1. **Zračenjem** (**radijacijom**), ili prenosom putem elektromagnetnih talasa sa razdvojenih tela.
2. **Provođenjem** (**kondukcijom**), ili razmenom preko molekula putem neposrednog dodira tela.
3. **Konvekcijom** i/ili **advekcijom**, odnosno vertikalnim i/ili horizontalnim kretanjem tela koje sadrži toplotu kroz drugo telo koje toplotu prima i/ili obrnuto.

Terminima konvekcija i/ili advekcija se u meteorologiji pored navedenog značenja još označavaju i vertikalno, odnosno horizontalno kretanje vazduha, a ponekad se pod njima podrazumevaju i transporti vodene pare, vazdušnih masa, delića čvrste materije različitog porekla, jezgra kondenzacije, itd.

TALASNO KRETANJE

Mnoge pojave u meteorologiji se opisuju i tumače kao talasno kretanje. Povodom pominjanja elektromagnetnih talasa u prethodnom tekstu, iskoristimo ovu priliku da generalno razmotrimo neke osobine talasnog kretanja na primeru jednostavnog talasa (**elementarni talas** i/ili **talasna komponenta**) prikazanog na Slici 2.2.

Slika 2.2



Prikazano je talasno kretanje duž zategnite žice. Ono se dešava učestalim menjanjem rastojanja svake tačke zategnite žice (puna linija) od njenog ravnotežnog (neporemećenog) položaja (isprekidana linija).

Za ovo kretanje je vezano nekoliko karakterističnih pojmova. Dve uzastopne najudaljenije tačke od ravnotežnog položaja smeštene su na dno **doline talasa**, odnosno na vrh **grebena talasa**. Najudaljenije rastojanje od ravnotežnog položaja u bilo kom smeru naziva se **amplituda talasa** (A_T), dok se najkraće rastojanje između dve uzastopne amplitude istog smera naziva **talasna dužina** (L_T), a vreme potrebno za prolazak kroz jednu tačku jedne cele talasne dužine naziva se **period talasa** (P_T). Veličina koja daje broj talasnih perioda u jedinici vremena poznata je kao **frekvenca talasa** (F_T) ili samo **frekvenca** (**učestalost**).

Kao što smo videli, dimenzije za talasnu dužinu i talasni period su dužina i vreme, pa se zbog toga za ove veličine koriste jedinice za

merenje rastojanja, odnosno vremena. Za frekvencu je određeno da se posmatra ponavljanje talasnih perioda u jednoj sekundi. Takva jedinica se naziva **Herc** (*Hertz*) ili skraćeno Hz.

Fazna brzina talasa ili brzina talasa C_T je određena jednostavnim matematičkim izrazom

$$C_T = F_T \times L_T.$$

Prikazani izraz kazuje da se brzina talasa povećava, kako povećavanjem frekvence, tako i povećavanjem talasne dužine. Normalno, važi i obrnuto, da se smanjenjem frekvence i/ili talasne dužine brzina talasa smanjuje.

ENERGIJA SUNCA

Glavni izvor energije planete Zemlje, pa u vezi s tim i atmosfere, jeste Sunce. Ono se nalazi na 149 000 000 km prosečnog rastojanja od Zemlje. Procenjeno je da samo 1/500 000 000 deo energije Sunca dospeva na Zemlju;

- najvećim delom kao **solarna radijacija** (**sunčevo zračenje**), putem elektomagnetnih talasa brzinom svetlosti (300 000 km/s) i
- manjim delom kao **korpuskularna radijacija** u obliku elementarnih čestica materije (joni, elektroni, protoni, itd.), pri čemu njihovo putovanje traje 10 - 20 sati.

SOLARNA RADIJACIJA

Solarna radijacija dolazi u obliku elektromagnetnih elementarnih talasa različitih talasnih dužina sakupljenih u **talasne snopove**. Razmotrimo to kroz primer talasnog kretanja površine okeana. Tamo, na talasanje površine vode imaju uticaja, pored talasa koje pravi vetar, a koji nisu svi iste talasne dužine, još i talasi koje proizvode brodovi. Tako, mi vidimo ukupno talasno kretanje (talasne snopove) kao zbir (superpoziciju) svih tih talasa istovremeno.

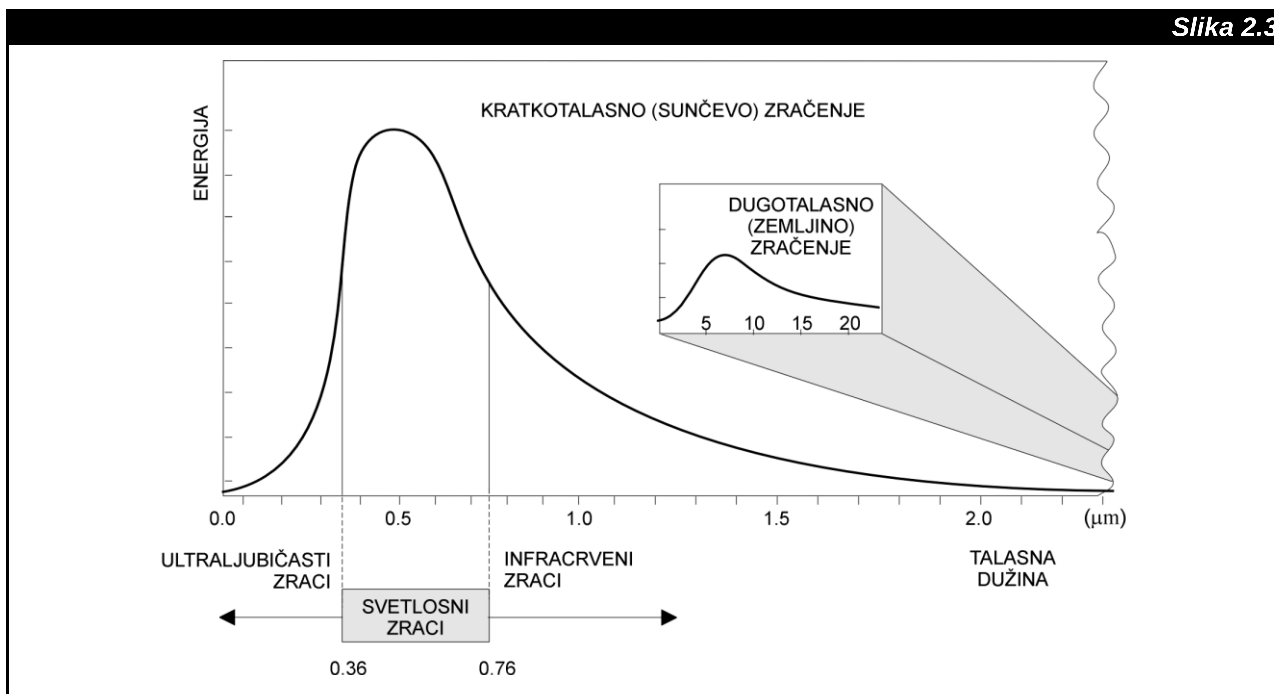
Znajući da je brzina svetlosti konstanta, uočavamo da se elektromagnetni talasi solarne radijacije mogu međusobno razlikovati po talasnim dužinama ili po frekvencijama. Uobičajena je njihova podela prema talasnoj dužini na snopove:

- radio talasa,
- infracrvenih/toplotnih zraka,
- vidljive svetlosti i
- ultraljubičastog zračenja.

Kao mera zastupljenosti pojedinačnog talasa u talasnom snopu uzima se **energija talasa** koja je proporcionalna kvadratu amplitude (A_T^2). Tako, oni talasi koji nose najviše energije određuju dominantne osobine talasnih snopova. Za vuzuelnu prezentaciju zastupljenosti svih talasa koji dolaze iz nekog talasnog izvora koristi se dijagram za prikaz energije talasa (vertikalna osa) po talasnoj dužini (horizontalna osa). Ovako dobijen grafikon naziva se **spektar**.

Na većem delu Slike 2.3 prikazan je spektar sunčevog zračenja. Može se uočiti da najviše energije po talasnoj dužini nosi snop zračenja označen kao **vidljiva svetlost** (**svetlosni zraci**). Ovaj snop se prostire u intervalu talasnih dužina 0.36 - 0.76 μm (mikrometar), pri čemu je 1 μm = 0.001 mm (milimetar). Od kojih se sve komponenti

Slika 2.3



Spektar zračenja.

sastoji vidljiva svetlost možemo videti posmatranjem **duge**. Setimo se, duga se vidi u sledećim bojama: ljubičasta, plava, zelena, žuta, narandžasta i crvena. Pošto zelena svetlost zauzima centralno mesto u snopu vidljive svetlosti, a ovaj snop je skoro centriran oko maksimuma sunčevog zračenja, možemo zaključiti da je elektromagnetni talas koji proizvodi zelenu boju dominantan u spektru sunčevog zračenja. Svetlosni zraci čine približno 1/3 sunčevog zračenja. Na levoj strani spektra nalaze se kraći **ultraljubičasti zraci** (0.13 - 0.36 μm), vrlo slabog intenziteta, dok su na desnoj strani smešteni **infracrveni/toplotni zraci** (0.76 – 3 000 μm) koji prenose oko 2/3 sunčevog zračenja. **Radio talasi** se prostiru u nastavku infracrvenih/toplotnih zraka u oblasti talasa vrlo velikih talasnih dužina i poseduju neznatnu energiju. U ovom delu spektralna kriva se samo približava horizontalnoj osi, ali je nikada ne dodirne na konačnim rastojanjima (**asimptotsko ponašanje**).

Videlo se da su u solarnoj radijaciji zastupljeni elektromagnetni talasi svih talasnih dužina, čiji je spektar kriva "zvonastog" oblika. Sličnu osobinu i oblik spektra imaju i drugi izvori svih elektromagnetnih zračenja. Razlika se javlja samo u položaju i visini maksimuma zvonaste krive. Položaj i visina maksimuma zavise od temperature izvora. Tako, što je izvor topliji maksimum zvonaste krive je viši i bliži kraćim talasima. Istovremeni, zna se da je ukupna energija svih talasnih dužina koju emituje neki elektromagnetni izvor proporcionalna četvrtom stepenu temperature tela (T^4). Sa grafikona se ova energija dobija kao površina između spektralne krive i horizontalne ose (talasna dužina). Da bi se ova priča privela kraju, posmatrajmo i Zemlju kao elektromagnetni izvor svih talasnih dužina. Na površini Sunca je temperatura oko 6 000 K (Kelvin, vidi Odeljak B), dok je temperatura površine Zemlje oko 300 K . Ako sada stepenujemo jednu i drugu vrednost na četvrti stepen i ako posmatramo ove izvore po jedinici mase (površine) u jedinici vremena, videćemo da je Sunce neuporedivo veći izvor energije od Zemlje za naša pojmanja ovih veličina. Saglasno svemu, a kao što pokazuje uokvireni deo Slike 2.3, maksimum **zemljinog zračenja** nalazi se u oblasti dugih talasa (**dugotalasno zračenje**) u odnosu na maksimum solarne radijacije (**kratkotalasno zračenje**).

Kao što smo videli od Sunca na Zemlju dospevaju i elementarne čestice materije. Pošto su one neznatni nosioci energije, diskusija o njima će ovde biti izostavljena.

Izračunato je da kroz svaki kvadratni centimetar površine koja se nalazi na vrhu atmosfere i stoji normalno na sunčeve zrake, prolazi u svakom minutu približno 8.368 J (Džula - *Joule*) energije. Ova vrednost je poznata pod nazivom **solarna konstanta**.

Ostali izvori energije, kao što su zračenje Meseca, zračenje zvezda, kosmičko zračenje i toplotne struje iz unutrašnjosti Zemlje su zanemarljivo mali u odnosu na energiju Sunca. U vezi s tim, njihov je uticaj na energetske transformacije u atmosferi zanemarljiv.

GEOMETRIJA SUNCA I ZEMLJE

Intenzitet solarne radijacije u nekoj tački površine Zemlje zavisi od lokacije Sunca u odnosu na zadatu tačku. Tako, ova lokacija je određena:

1. Dobom dana. **Dan** (d) je vreme od 23 sata/časa (h), 56 minuta i 4.1 sekunde ili zaokruženo na 24 sata koje je potrebno Zemlji da se jednom obrne oko svoje ose (**rotacija Zemlje**).
2. Dobom godine. **Godina** je vreme od 365.25 dana koje je potrebno Zemlji da se jednom okrene (**revolucija Zemlje**) oko Sunca, pri čemu je osa obrtanja Zemlje nagnuta u odnosu na ravan okretanja oko Sunca za ugao u ravni od 23.5 ^{0} (stepen, vidi Dodatak 1).
3. Geografskom širinom.

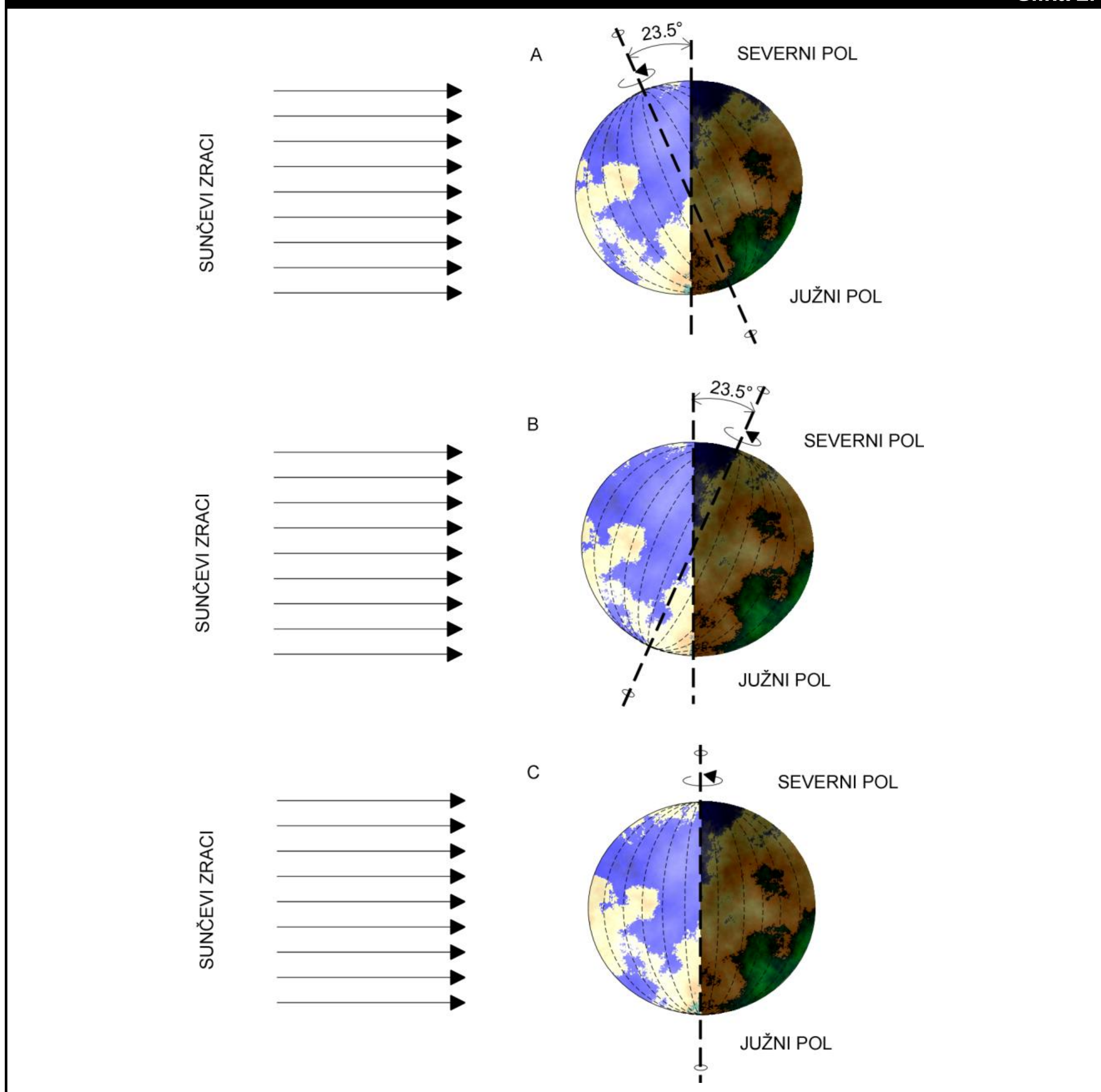
Osnovu dnevne promene u solarnoj radijaciji čini trajanje **obdanice** (deo dana tokom koga sunčevi zraci padaju na Zemlju) i **noći** (deo dana tokom koga je Zemlja zaklonjena od solarne radijacije). Tokom obdanice Zemlja prima solarnu radijaciju. To dovodi do njenog zagrevanja. Istovremeno, Zemlja emituje u Kosmos svoju dugotalasnu radijaciju, čime se hladi. Međutim, pošto je količina energije koju Zemlja solarnom radijacijom primi, veća od one koju sopstvenom radijacijom izgubi, konačan rezultat je da se Zemlja tokom obdanice zagreva. Noću se Zemlja samo hladi, jer gubi toplotu svojom dugotalasnom radijacijom. Tako, količina solarne energije koju primi Zemlja na određenom mestu raste povećavanjem trajanja obdanice.

Trajanje obdanice je u tesnoj povezanosti sa revolucijom. Ona prouzrokuje da tokom jedne polovine godine jedan pol (npr. Severni pol) bude nagnut prema Suncu (osvetljen), dok je istovremeno drugi pol udaljen od Sunca (zatamnjen), Slika 2.4, položaj A. U drugoj polovini godine revolucija stvara obrnutu situaciju, Slika 2.4, položaj B.

Dana 22. juna za vreme **dugodnevice** (**letnjeg solsticija**) Severna polulopta:

- ima najdužu obdanicu, jer je najviše okrenuta prema Suncu, Slika 2.4, položaj A;
- primi prosečno najviše solarne energije;
- tačke izlaska i zalaska Sunca su maksimalno pomerene prema severu; i
- na bilo kojoj geografskoj širini sunčevi zraci padaju u podne pod najvećim uglom od bilo kog drugog dana u godini.

Slika 2.4



Karakteristični položaji Zemlje prema Suncu u toku: dugodnevice (letnjeg solsticija) na Severnoj polulopti (A); kratkodnevice (zimskog solsticija) na Severnoj polulopti (B); prolećne i jesenje ravnodnevice (ekvinocija) (C).

Obrnuto, 22. decembra za vreme **kratkodnevice (zimskog solsticija)** Severna polulopta:

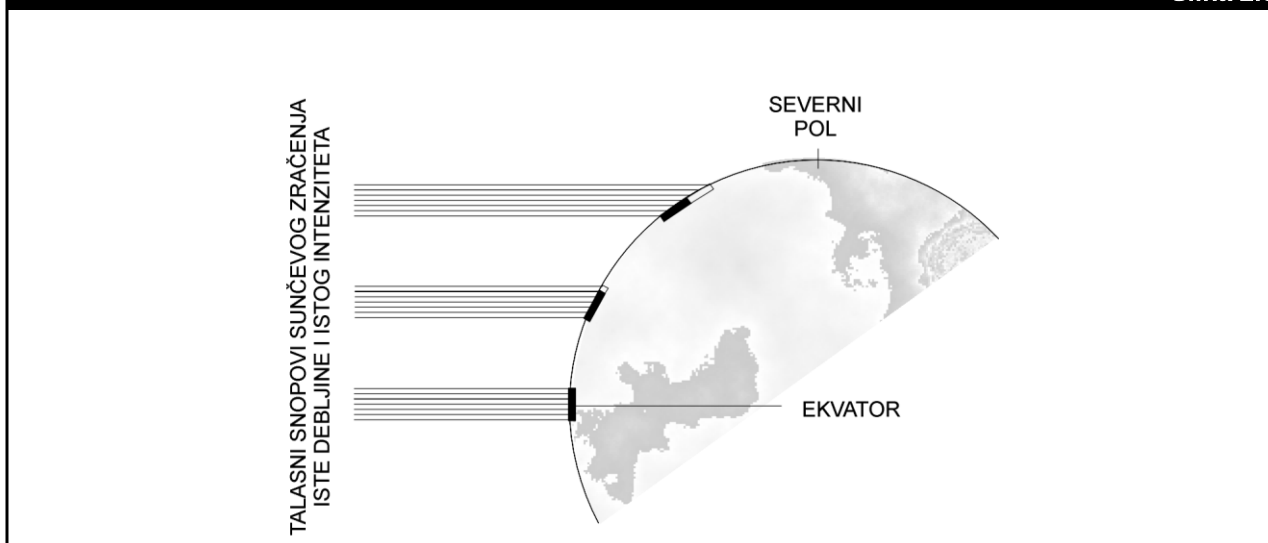
- ima najkraću obdanicu;
- primi prosečno najmanje solarne energije;
- tačke izlaska i zalaska Sunca su maksimalno pomerene prema jugu; i
- na bilo kojoj geografskoj širini sunčevi zraci padaju u podne pod najmanjim uglom od bilo kog drugog dana u godini, Slika 2.4, položaj B.

U oba slučaja situacija je obrnuta na Južnoj polulopti.

U podne, prvog dana proleća na dan 21. marta (**prolećna ravnodnevica**) i prvog dana jeseni 23. septembra (**jesenja ravnodnevica**) sunčevi zraci padaju pod normalnim uglom na Ekvator (**ekvinocija**). Ta dva dana je:

- trajanje obdanice i noći isto (po 12 sati) na obe polulopte, a
- količina solarne energije koja pada na polulopte je takođe ista, Slika 2.4, položaj C.

Slika 2.5



Raspodela solarne radijacije po geografskim širinama.

Kao što smo videli, prethodno opisane pojave prouzrokuje razlike u dužini trajanja obdanice i noći u zavisnosti od godišnjeg doba. Na primer, na istoj geografskoj širini je tokom leta trajanje obdanice duže, nego tokom zime. Zbog toga je i količina toplote koju Zemlja primi od Sunca u toku leta veća nego u toku zime.

Geografska širina je treći važan faktor u određivanju intenziteta solarne radijacije. Kao što se može videti na Slici 2.5, porastom geografske širine smanjuje se broj elektromagnetnih talasa koji dospevaju na neku jediničnu površinu paralelnu horizontalnom tlu. U vezi s tim, povećavanjem geografke širine smanjuje se i količina energije (toplote) koju primi neka jedinična površina na Zemlji.

ENERGIJA ATMOSFERE

Iako je solarna radijacija glavni snabdevač planete Zemlje energijom, atmosfera ovim putem dobija samo jedan deo te energije direktno. Ostatak energije dobija iz drugih izvora, uglavnom onih koje poseduju čvrsti (kontinenti) ili tečni (okeani) delovi planete Zemlje. Treba znati, da pomenuti ostatak energije, takođe potiče od Sunca, ali se on prethodnom transformacijom već pretvorio u oblike pogodne za nove transformacije ka atmosferi. Upravo dobro razumevanje energetskih transformacija na Zemlji, a posebo u vezi sa atmosferom, može vrlo mnogo doprineti jasnijem razumevanju vazduhoplovnog vremena. Zato ćemo u ovom delu pažnju posvetiti izvorima koji snabdevaju energijom samo atmosferu.

ZRAČENJE

Od energije upućene od Sunca na Zemlju (solarna radijacija), 31 % biva odbijeno u Vasionu od oblaka, tla i atmosfere. To se zove **albedo Zemlje**.

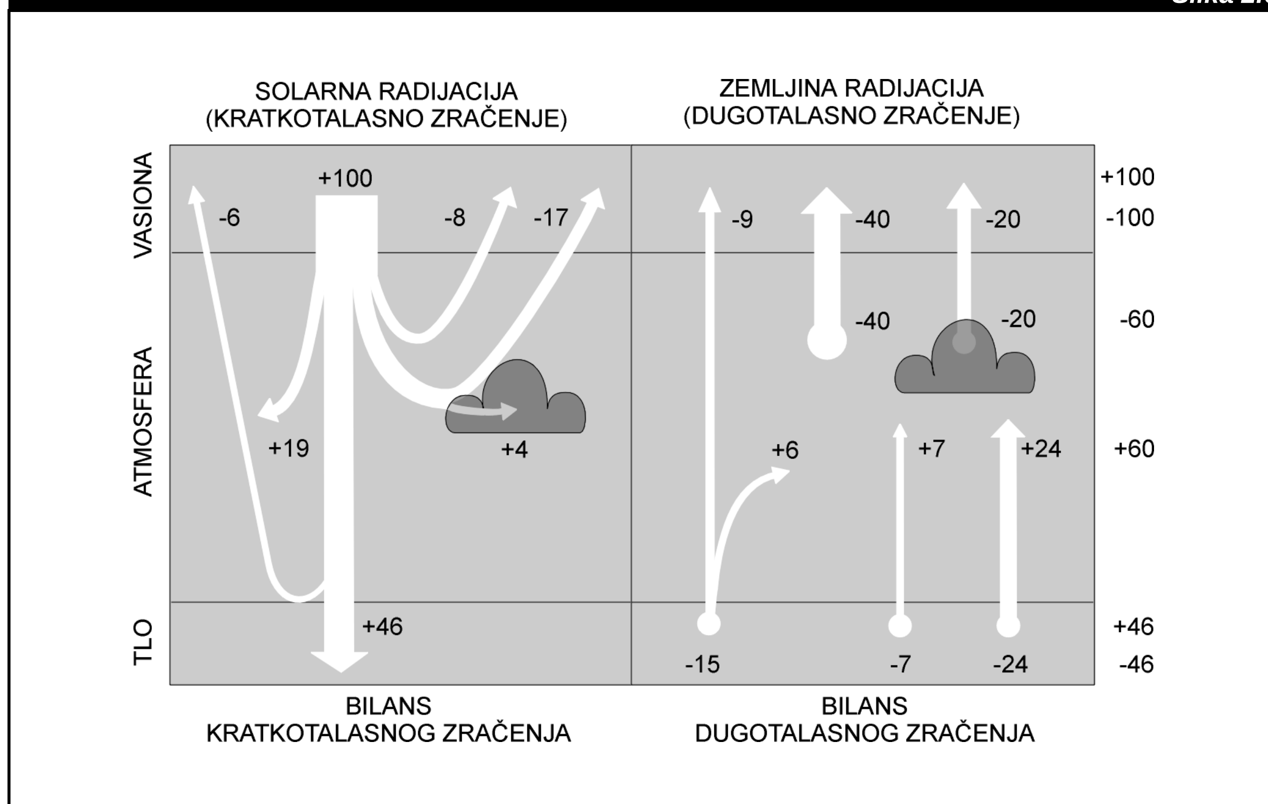
Od preostalih 69 % energije Sunca (**insolacija**), 46 % dolazi na površinu Zemlje (direktno, indirektno putem difuzne refleksije (odbijanja) od atmosferskih činilaca i oblaka), dok ostatak od 23 % apsorbuje (primi) atmosfera (19 % vazduh i 4 % oblaci). Prethodno navedena raspodela naziva se **bilans kratkotalasnog zračenja.** On je šematski prikazana na levoj strani Slike 2.6.

Pošto je celina planete Zemlje (čvrsti, tečni i gasoviti delovi) u statističkom smislu u temperaturnoj ravnoteži, mora istovremeno da emituje (digotalasno zračenje) u Vasionu isto toliko energije koliko i prima (69 %). Raspodela ove energije naziva se **bilans dugotalasnog zračenja**. Ova raspodela je šematski prikazana na desnoj strani Slike 2.6.

Od ukupne energije koju tlo primi od Sunca (46 %), putem dugotalasnog zračenja ono izgubi 15 %, od čega atmosfera primi 6 %, a u Vasionu ode 9 %. Kada ne bi postojali drugi načini odavanja toplote, ova razlika toplote (31 %) bi dovodila do porasta temperature na površini Zemlje. Međutim, do toga ne dolazi, jer površina Zemlje odaje još 24 % energije u obliku latentne toplote koja se prenosi u atmosferu isparavanjem vode, a ostatak toplote od 7 % se prenosi putem turbulencije. Pored tla, dugotalasnim zračenjem energiju gubi i atmosfera. Ona dugotalasnom radijacijom izgubi 60 % ukupnog gubitka celine planete Zemlje, od čega na vazduh otpada 40 %, a na oblake 20 %.

Važno je znati da se energija zračenja pretvara u unutrašnju energiju vazduha i tla samo putem apsorpcije. Procesom refleksije unutrašnja energija vazduha i tla se ne menja.

Slika 2.6



Bilans zračenja.

PROVOĐENJE

U našem iskustvu ima dosta primera provođenja toplote. Posmatrajmo jedan vrlo jednostavan slučaj zagrevanja vode u metalnom sudu za kafu ili čaj na zagrejanom šporetu. Stavljanjem suda sa vodom sobnih temperatura na zagrejanu ringlu šporeta, posle izvesnog vremena voda će proključati. Njena temperatura se povećala provođenjem toplotne od toplijeg šporeta preko hladnijeg suda ka vodi.

Ovako izrazitih primera provođenja toplote u atmosferi teško da ćemo naći, jer je vazduh jako slab provodnik toplote. Međutim, ni jedno telo nije potpuno nesposobno da provodi toplotu, jedino što to može da radi sporije (**izolator toplote**), kao što to čini vazduh, ili brže, kao što to na primer čine metali (**provodnici toplote**). U atmosferi se najznačajnije provođenje energije dešava na njenom dnu, odnosno na površini Zemlje. Tokom noći, kada se podloga ohladi usled dugotalasne radijacije, ona provođenjem uzima toplotu od toplijeg vazduha. Tokom obdanice, solarna radijacija zagreje podlogu. Kada ona postane toplija od vazduha, počinje da ga zagreva provođenjem. Ovi procesi su veoma važni u stvaranju različitih vremenskih fenomena, kao što su vetar, magla, niska oblačnost i konvekcija.

ADVEKCIJA I KONVEKCIJA

Ako bi se sve energetske transformacije na Zemlji dešavali samo putem kratkotalasne (solarne) i dugotalasne (zemljine) radijacije, Zemlja i njena atmosfera bi postali ekstremno hladni u oblasti polova, a ekstremno topli u oblastima blizu Ekvatora. Na sreću, advekcija i konvekcija (uključujući transporte vodene pare i latentne toplote, itd.) zajedno sa toplotom okeana kompenzuju nejednaku raspodelu radijacione energije. Advekcija omogućava razmenu toplih i hladnih vazdušnih masa duž severa i juga, obostrano. Konvekcija, kao proces usponog i nisponog strujanja vazduha, obezbeđuje razmenu vazdušnih masa kako malih, tako i velikih razmera po vertikali. Detalji ovih procesa biće predmet kasnijih diskusija.

Odeljak B

TEMPERATURA

U ovom odeljku, nakon uvođenja temperaturnih skala, načina merenja temperature i definicija raznih temperatura koje se koriste u vazduhoplovstvu, prikazaćemo raspodelu temperature po visini, geografskoj širini i dužini, kao i dnevni hod temperature.

TEMPERATURNE SKALE

U meteorologiji se za iskazivanje (osmatranje ili merenje) temperature koriste tri skale.

1. **Celzijusova** (*Celsius*) **skala** za osnovnu jedinicu uzima jedan stoti deo temperaturnog intervala između temperature (tačke) topljenja čistog leda i temperature (tačke) ključanja čiste vode pri normalnom pritisku (1 013.25 hPa). Ovakav jedan deo se naziva **stepen Celzijusov** (^{0}C). Temperatura (tačka) topljenja leda se označava sa 0 ^{0}C, dok se temperatura (tačka) ključanja vode označava kao 100 ^{0}C. Temperature niže od 0 ^{0}C dobijaju negativan (-) predznak. Obično se temperatura ove skale označava slovom *t*.
2. **Kelvinova** (*Kelwin*) **skala** ima osnovnu jedinicu nazvanu **Kelvin** (K). Jedna ovakva jedinica ima istu vrednosti kao i jedan stepen Celzijusov, odnosno

   1 K=1 ^{0}C.

   Početak ove skale je postavljen na najnižoj mogućoj temperatuti označenoj kao 0 K. Ova vrednost temperature je poznata pod nazivom **apsolutna nula**, dok sve ostale temperature imaju vrednosti veće od ove. Između Celzijusove i Kelvinove skale važi sledeća relacija

   $$T = 273.15 + t,$$

   gde je *T* oznaka za temperaturu u Kelvinovoj skali.

   Koristeći jednačinu za pretvaranje Celzijusove u Kelvinovu skalu, vidimo da je najniža temperatuta *t* = -273.15 ^{0}C. Takođe, može se izračunati da je 26.85 ^{0}C = 300.00 K.
3. **Farenhajtova** (*Fahrenheit*) **skala** deli interval od temperature (tačke) topljenja čistog leda do temperature (tačke) ključanja čiste vode na 180 delova. Jedan ovakav deo se naziva **stepen Farenhajtov** (^{0}F). Između Celzijusove i Farenhajtove skale postoji sledeći odnos

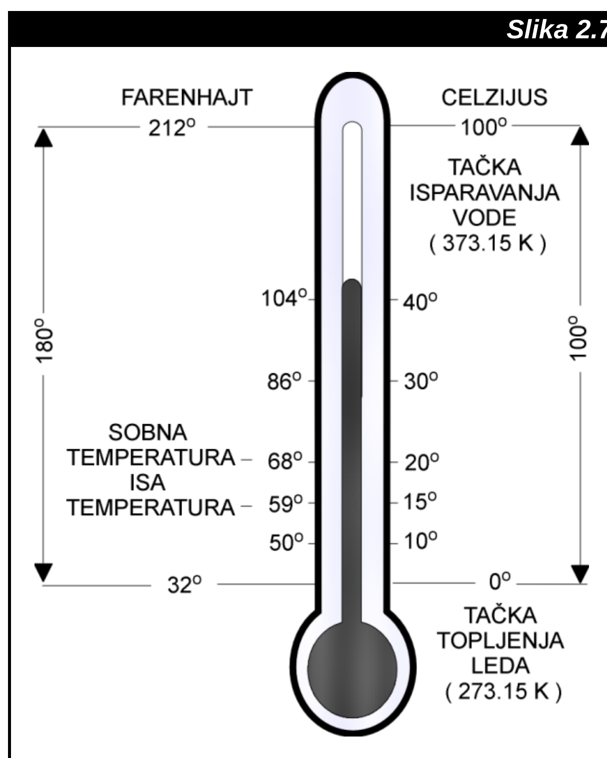
   $$\frac{t}{100} = \frac{f-32}{180},$$

   gde je *f* oznaka za temperaturu u Farenhajtovoj skali. Ova skala se uglavnom upotrebljava u državama engleskog govornog područja.

   Koristeći jednačinu za pretvaranje Celzijusove u Farenhajtovu skale može se izračunati da je 0 ^{0}C = 32 ^{0}F. Takođe, može se izračunati da je 0 ^{0}F = -17.8 ^{0}C.

OSMATRANJE TEMPERATURE

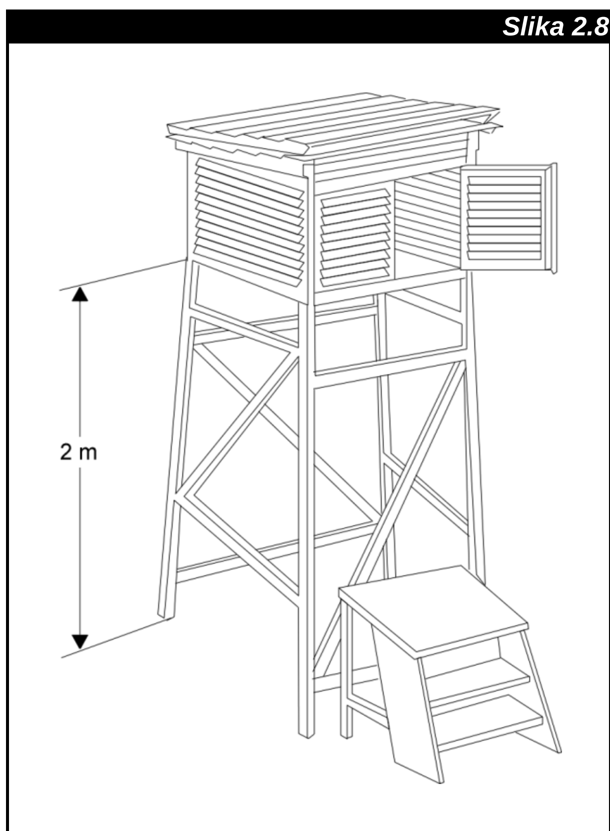
U svakoj tački atmosfere postoji neka vrednost temperature ili postoji tzv. **polje temperature**. Za praktične potrebe temperatura se meri/osmatra samo u nekim tačkama atmosfere. Najčešću primenu u meteorološkim aplikacijama ima **prizemna temperatura vazduha** ili **temperatura vazduha u blizini površine tla**. Ona se osmatra (meri) na 2 m visine od tla, pomoću instrumenta čija konstrukcija potiče od poznatog naučnika Galilea (*Galileo Galilei*) s kraja šesnaestog veka. Ovaj instrument je danas poznat pod nazivom **stakleni termometar sa živom** (*Hg*) ili **suvi termometar**. On je šematski prikazan na Slici 2.7.



Šematski prikaz staklenog termometra sa živom.

Promenom temperature vazduha živa se širi ili skuplja u kapilarnoj cevi termometra. Temperatura vazduha se očitava kao položaj vrha živinog stuba u odnosu na lenjir (skalu). Ponekad se umesto žive mogu upotrebljavati i druge tečnosti dobre osetljivosti na promenu temperature, pri čemu im tačka zamrzavanja mora biti daleko ispod 0 ^{0}C.

Termometar kojim se osmatra prizemna temperatura smešta se u **Stivensonov/meteorološki zaklon** koji je prikazan na Slici 2.8. Ovaj zaklon je tako napravljen da omogućava merenje temperature



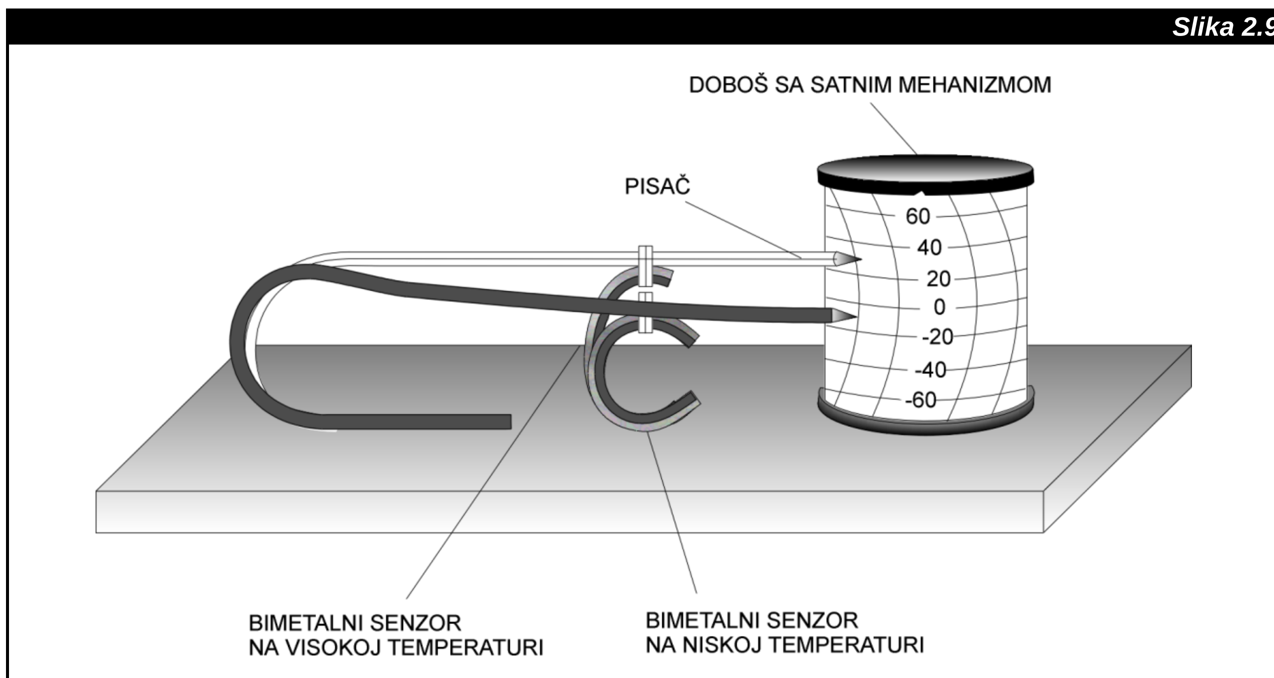
Stivensonov/meteorološki zaklon.

vazduha, a da se pri tome instrument ne izloži direktnom sunčevom zračenju. U zaklonu se nalaze još termometri za osmatranje prizemnih dnevnih najviših (**maksimalne temperature**) i najnižih (**minimalne temperature**) temperatura, kao i **mokri termometar**, koji se zajedno sa suvim termometrom koristi za određivanje temperature tačke rose, (vidi Glavu 6).

Mehanički instrument za automatsko i stalno beleženje podataka o temperaturi vazduha naziva se **termograf**. On se sastoji od bimetalnog senzora temperature za koji je pričvršćen pisač. Kako se menja temperatura, tako se senzor širi ili skuplja, a pero pisača registruje promene po izbaždarenoj traci smeštenoj na dobošu koji se okreće satnim mehanizmom, Slika 2.9.

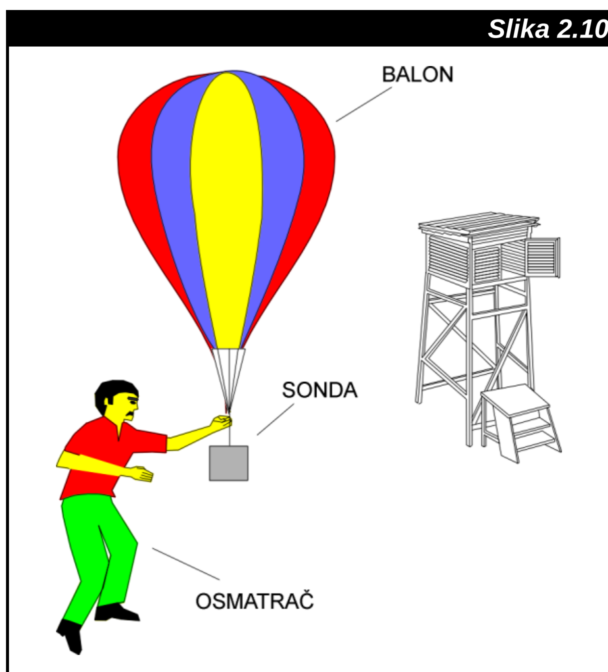
Za elektronska automatska merenja i/ili stalna beleženja podataka o temperaturi koristi se specijalno osetljivi materijali na promenu temperature. Kod njih se temperaturne promene pretvaraju u električne i/ili magnetne signale. Obradom ovako dobijenih signala uz obaveznu upotrebu poznatih i baždarenjem dobijenih vrednosti dobija se temperatura.

U vazduhoplovnoj meteorologiji veliku primenu ima **visinska temperatura vazduha** ili **temperatura vazduha na visini** koja se osmatra iznad površine tla i/ili u **slobodnoj atmosferi**, (vidi Glavu 4). Ona se obično osmatra **radiosondažnim merenjem**, putem slanja u visinske slojeve atmosfere specijalnih balona (punjenih helijumom ili vodonikom) sa prikačenom **sondom/radiosonda** (opreme za merenje i radio-predajnik). Zadatak sonde je da izmeri temperaturu i da informaciju o tome pošalje radio putem prijemnoj stanici. Na Slici 2.10 prikazani su balon i sonda u rukama osmatrača neposredno pre slanja u visoke slojeve atmosfere.



Termograf.

Slika 2.10



Slanje balona i sonde.

Danas je veoma razvijena i tehnika osmatranja temperature vazduha pomoću satelita. Ovom tehnikom se merenjem izvora toplote emitovanih od tla, atmosfere, oblaka i drugih činilaca atmosfere određuje stepen njihove zagrejanosti, a time i temperatura.

Pored navedenih temperatura u vazduhoplovstvu se koristi i **indicirana temperatura vazduha**. Ona se dobija merenjem temperature vazduha preko temperaturne sonde (senzora) smeštene na spoljnoj strani vazduhoplova. Na pokazivanje sonde, tokom kretanja vazduhoplova, pored temperature okolnog vazduha, uticaj imaju, kako toplota dobijena usled kompresije okolnog vazduha, tako i zoplota stvorena delovanjem trenja. Zbog toga je indicirana temperatura vazduha tokom leta vazduhoplova uvek veća od **stvarne temperature** neporemećene atmosfere na tom mestu. Prisilna toplota nastala kompresijom i trenjem mnogo je veća na većim brzinama krstarenja, na primer, iznad 180 kt (čvor, vidi Dodatak 1), nego na malim brzinama, kada je skoro zanemarljiva. Stvarna temperatura vazduha se dobija korekcijom indicirane temperature vazduha za vrednost prisilnog zagrevanja.

GLOBALNA RASPODELA TEMPERATURE

Jedan od najvažnijih parametera vazduhoplovnog vremena jesta **globalna raspodela** (polja) **temperature**. Pod globalnom raspodelom (polja) neke meteorološke veličine uvek se podrazumeva raspodela po svim geografskim širinama i dužinama globusa. Za horizontalno predstavljanje (polja) temperature, kao i drugih meteoroloških veličina, koriste se **meteorološke (vremenske) karte**. U osnovi to su geografske karte zadatih projekcija, odgovarajućih razmera, osnovnih kontura kopna i mora, referentnih meridijana i paralela i još nekih geografskih pojmova.

GRADIJENT I TENDENCIJA TEMPERATURE

U meteorologiji se pored vrednosti temperature, često moraju znati i njene promene. Promena temperature u prostoru se iskazuje kao odnos/količnik razlike u temperaturi između dve lokacije/tačke i najkraćeg rastojanja između lokacija u istom trenutku vremena. Uočimo da se ovako definisana prostorna promena (količnik) povećava, kako porastom razlike u temperaturi između dve lokacije, tako i smanjenjem najkraćeg rastojanja između tih lokacija, kao i obrnuto. Za ovu priliku ćemo ovako definisanu veličinu nazvati **gradijent temperature**. Uobičajeno je posmatranje gradijenta temperature u horizontalnom i vertikalnom pravcu. U prvom slučaju govorimo o **horizontalnom gradijentu temperature** - *HGT*, a u drugom slučaju o **vertikalnom gradijentu temperature** - *VGT*.

Za ilustracuju navedenog posmatrajmo dva primera.

1. Neka je na MSL u nekom pravcu osmotrena razlika u temperaturi od 10 ^{0}C na rastojanju od 100 km. Tada horizontalni gradijent temperature iznosi 10 ^{0}C na 100 km rastojanja ili $HGT = 10\ ^0C/100$ km.
2. Neka je na MSL u nekom drugom pravcu osmotrena razlika u temperaturi od 10 ^{0}C na rastojanju od10 km. Tada horizontalni gradijent temperature iznosi 10 ^{0}C na 10 km rastojanja ili $HGT = 10\ ^0C/10$ km.

Očigledno, *HGT* vrednost je u drugom slučaju veća.

Ovako definisan gradijent (temperature) će do daljeg zadovoljavati našu potrebu da iskazujemo prostorne promene (temperature). Međutim, strogo posmatrano definicija gradijenta zahteva neke dopune, o kojima će detalji biti saopštavani u kasnijim odeljcima i glavama.

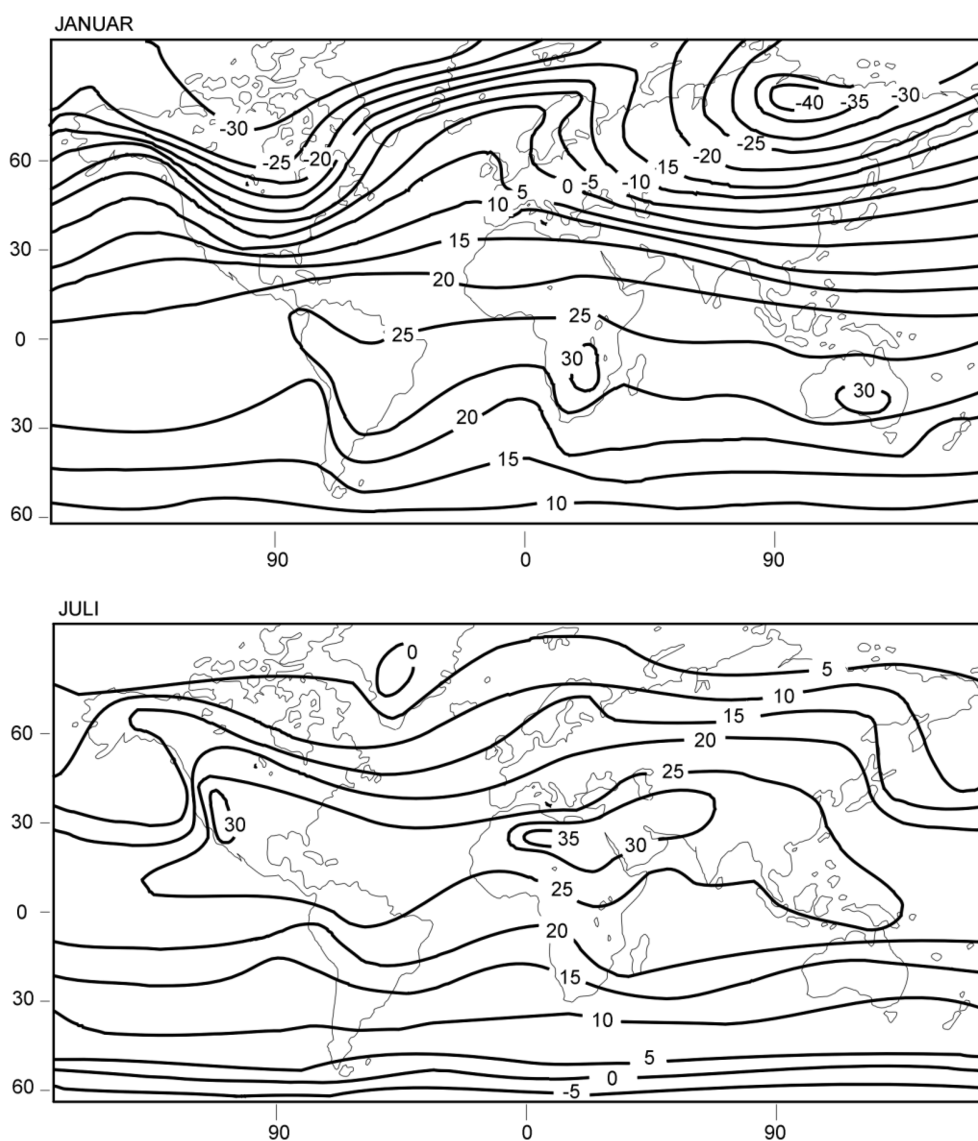
Promena temperature u vremenu se iskazuje kao odnos/količnik razlike u temperaturi između dva trenutka vremena i dužine intervala između njih u istoj tački prostora. Ponovo možemo uočiti da se ovako definisana vremenska promena (količnik) povećava, kako porastom razlike u temperaturi između dva trenutka vremena, tako i smanjenjem dužine intervala između tih trenutaka, kao i obrnuto. Za ovu priliku ćemo ovako definisanu veličinu nazvati **tendencija temperature** (**lokalna promena temperature**).

PRIZEMNA TEMPERATURA

Najveći značaj za geografski raspored temperature vazduha ima količina toplote koju Sunce insolacijom šalje na tlo. Kao što znamo, porastom geografske širine smanjuje se količina energije koju prima jedinična površina tla. U vezi s tim, smanjenjem geografske širine smanjuje se i temperatura tla.

Za ilustraciju prethodno navedenog na Slici 2.11 prikazana je globalna raspodela srednjih mesečnih prizemnih temperatura vazduha za januar i juli. Raspodela je data **izotermama**, tj. linijama koje povezuju tačke istih temperatura na nekoj površini (prizemlje). Kao što se vidi, najveća zakonomernost u promeni temperature događa se promenom geografske širine; temperatura se postepeno smanjenje idući od Ekvatora ka polovima. Tokom, januara je Severna hemisfera, gde je tada zima, hladnija nego tokom jula, kada je leto. Na Južnoj hemisferi je obrnuto, ali važi pravilo da je zimi hladnije nego leti. Opadanje temperature porastom geografske širine na istoj hemisferi je tokom zime veće nego tokom leta ili gradijent temperature u pravcu sever-jug (horizontalni gradijent temperature) je veći zimi nego leti. Podsetimo se, ovakva situacije je direktna posledica insolacije, pošto se prizemni vazduh pretežno snabdeva toplotom preko tla provođenjem. Uočava se izvesna zavisnost temperature od rasporeda kopna i mora, ali je ovaj uticaj od manjeg značaja.

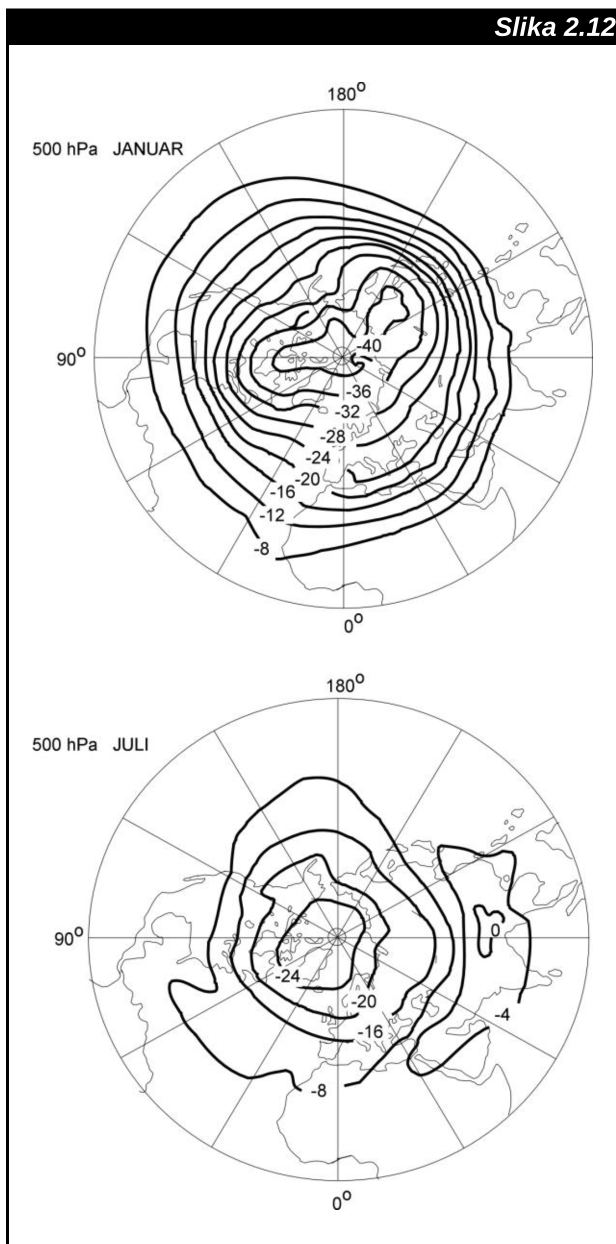
Slika 2.11



Globalna raspodela srednjih mesečnih prizemnih temperatura vazduha (^{0}C) za januar i juli.

TEMPERATURA NA VISINI

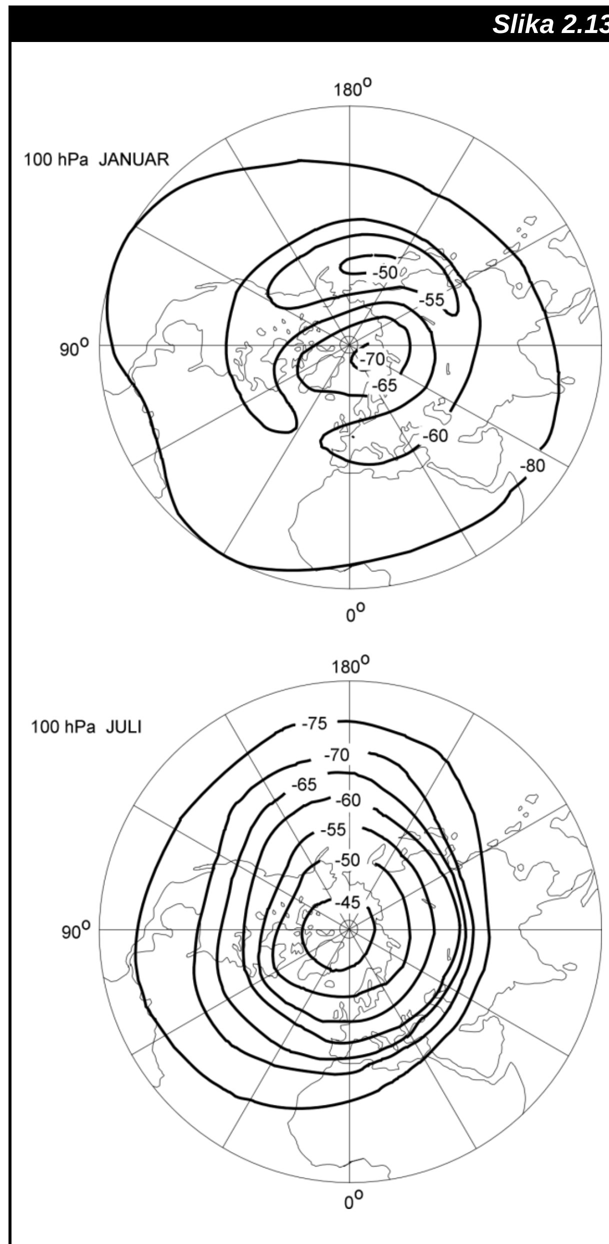
U slobodnoj atmosferi uticaj Zemljine geometrije na temperaturu vazduha je i dalje veliki. To se lepo može videti na kartama koje prikazuju raspodele srednjih mesečnih temperatura vazduha na visini od 500 hPa (oko 18 000 ft) na Severnoj polulopti za januar i juli, Slika 2.12.



Raspodela srednjih mesečnih temperatura vazduha (°C) *na visini od* 500 hPa *(oko* 18 000 ft*) na Severnoj polulopti za januar i juli.*

Uočavamo da u oba slučaja temperatura opada porastom geografske širine; zimi više nego leti ili gradijent temperature u pravcu sever-jug je veći zimi nego leti. Međutim, uticaj zagrevanja i hlađenja tla se porastom visine smanjuje, specijalno iznad tropopauze. Za raspored temperature vazduha u ovim slojevima, pored advekcije i konvekcije, važna postaje i apsorpcija delova spektra sunčeve radijacije od strane nekih sastojaka vazduha (npr. ozon).

Na kartama Slike 2.13 prikazane su raspodele srednjih mesečnih temperatura vazduha na visini od 100 hPa (oko 47 500 ft) na Severnoj polulopti za januar i juli. Za razliku od prethodnih primera, sada u oba slučaja temperature rastu porastom geografske širine; leti više nego zimi ili gradijent temperature u pravcu sever-jug je veći leti nego zimi. U oba slučaja situacija je vrlo slična i na Južnoj polulopti.



Raspodela srednjih mesečnih temperatura vazduha (°C) *na visini od* 100 hPa *(oko* 47 500 ft*) na Severnoj polulopti za januar i juli.*

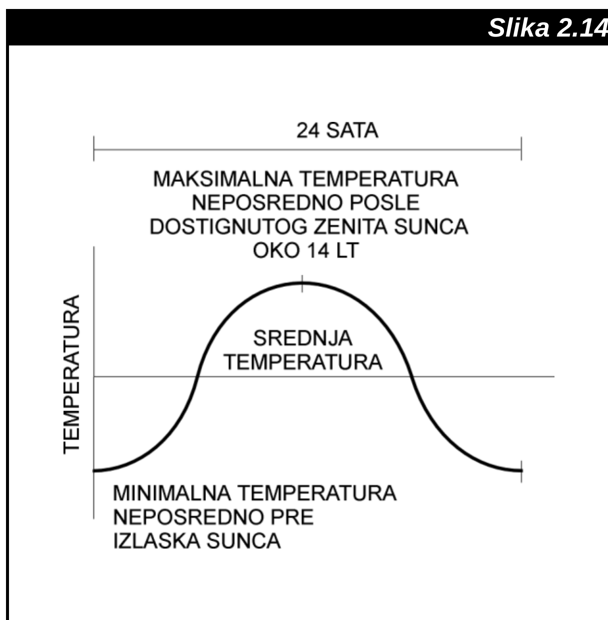
DNEVNI HOD TEMPERATURE

Dnevne promene temperature vazduha nisu posledica samo geometrije Sunca i Zemlje. One zavise od provođenja, konvekcije i drugih (ostalih) faktora, kao što su priroda podloge, oblačnost i/ili zamućenost atmosfere, vetra i vlažnosti.

INSOLACIJA

Sunce šalje toplotu na Zemlju u toku obdanice putem kratkotalasne radijacije (insolacijom). Na drugoj strani, Zemlja šalje male količine toplote dugotalasnom radijacijom u Vasionu, ali kako je to često manje od onoga što prima, Zemlja postaje u toku obdanice toplija. Noću je situacija obrnuta. Zemlja se hladi, pošto zbog sopstvene dugotalasne radijacije gubi toplotu, dok od Sunca ne prima nešta. Slika 2.14 prikazuje dnevni hod prizemne temperature u toku 24 sata pod uslovom da nema vetra, oblaka i da je površina kopna suva.

Slika 2.14



Idealizovan dnevni hod prizemne temperature, kada postoji samo uticaj insolacije.

Vidimo da se najniža dnevna temperatura (minimalna temperatura) vazduha javlja neposredno pred izlazak Sunca. Nakon toga, temperatura postepeno raste, dostižući najveću vrednost (maksimalna temperatura) neposredno posle dostizanja najviše visine Sunca (**zenit**). To se događa oko 14 časova po lokalnom vremenu (*Local Time* - **LT**). Od zenita pa do ponovnog izlaska Sunca prizemna temperatura postepeno opada.

PROVOĐENJE I KONVEKCIJA

Dalje, putem provođenja različiti delovi tla primaju različite količine toplote. Tako, u donjim slojevima troposfere delovi vazduha postaju topliji od okolnog vazduha. Topliji vazduh, kao ređi od okolnog, počinje da se penje. Time se njegova toplota konvekcijom raspoređuje u gornje slojeve troposfere. U stratosferi je količina toplote dobijena provođenjem i konvekcijom mala, pa je glavni izvor toplote apsorbcija sunčeve radijacije.

OSTALI FAKTORI

Na dnevi hod temperature, pored prethodno navedenih dominantnih faktora, utiču i ostali faktori, koji su za ovu priliku razvrstani u četiri grupe.

1. **Toplotni kapacitet (priroda/struktura) podloge**. Pod ovim pojmom se podrazumeva količina toplote potrebna da se dovede/odvede telu jednične mase da bi se ono zagrejalo/ohladilo za jedinični stepen temperature. Suve površine imaju mali toplotni kapacitet. To znači da brzo primaju ali brzo i gube toplotu, (npr. pustinje, kamenite oblasti, beton, itd.). Mokre podloge/površine imaju visok toplotni kapacitet. Tako, one primaju i gube toplotu sporo, (npr. okeani, mora, jezera, tropske džungle, itd.). Pored toga, mokre podloge imaju osobinu da reflektuju sunčeve zrake, kao i površine pokrivene snegom ili ledom, dajući male dnevne temperaturne varijacije.
2. **Oblačnost** (Vidi Glavu 6, Odeljak B). Kada su prisutni oblaci od uticaja je refleksija insolacije i sprečavanje Zemljine radijacije. U toku obdanice oblačnost smanjuje maksimalnu temperaturu vazduha, jer deo toplote Sunca neće dospeti do površine usled refleksije od oblaka. Noću, oblačnost povećava minimalnu temperaturu, pošto čini prepreku odlazećoj kratkotalasnoj radijaciji. Tako, prisustvo oblaka smanjuje razliku između minimalne i maksimalne temperature u toku dana.
3. **Brzina prizemnog vetra** (Vidi Glavu 4). Pri jakom vetru i blizu tla dnevne promene temperature biće male. To je zato, jer obdanični vetar meša ugrejan vazduh na površini i hladni vazduh viših slojeva, čime se prizemna temperatura smanjuje tokom obdanice. Noću je uticaj vetra obrnut. Njegovo prisustvo dovodi po povećanja prizemne temperature, pošto se mešaju hladniji površinski sloj vazduha i topliji vazduh iz gornjih slojevima. Za određenu brzinu vetra, što je grublja površina tla, to je veće mešanje, a kriva dnevnog hoda temperature je ravnija.
4. **Relativna vlažnost** (Vidi Glavu 6, Odeljak A). Iako ova vrsta procesa nije do sada razmatrana, njena posledica će biti opisana. Veoma suv vazduh dobro apsorbuje vodu iz izvora vlage, kao što su okeani i reke. Ovaj proces je poznat kao

isparavanje i zahteva latentnu toplotu iz okoline. To može rezultirati snižavanjem prizemne temperature vazduha.

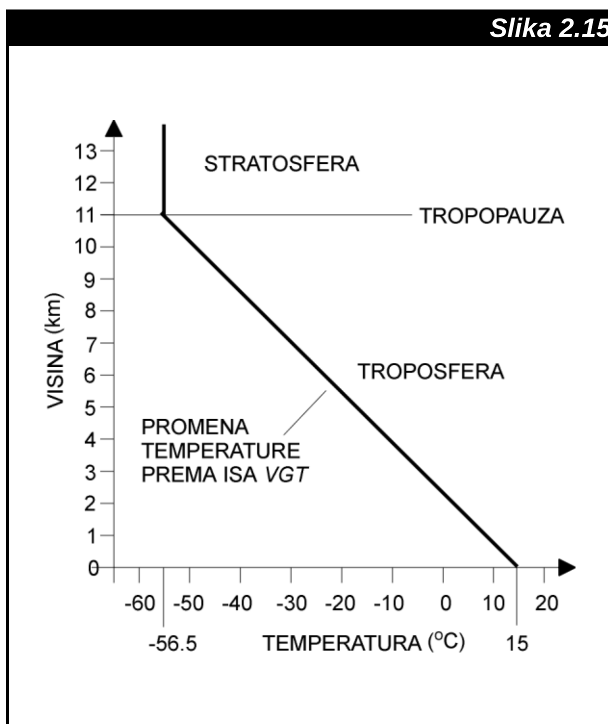
PROMENA TEMPERATURE PO VISINI

Do sada smo naučili kako se u srednjem iznosu menja temperatura vazduha promenom visine i kakvu promenu temperature predviđaju ISA uslovi. Međutim, stvarna atmosfera može imati bitno drugačija svojstva od do sada opisanih.

VERTIKALNI GRADIJENT TEMPERATURE

Podsetimo se, **vertikalni gradijent temperature** (*VGT*) je veličina za ocenu promene temperature u vertikalnom pravcu na neku jedinicu rastojanja (1 000 ft ili 100 m). Kao primer, na Slici 2.15 dat je grafički prikaz vertikalne raspodele temperature prema ISA vertikalnom gradijentu.

Slika 2.15



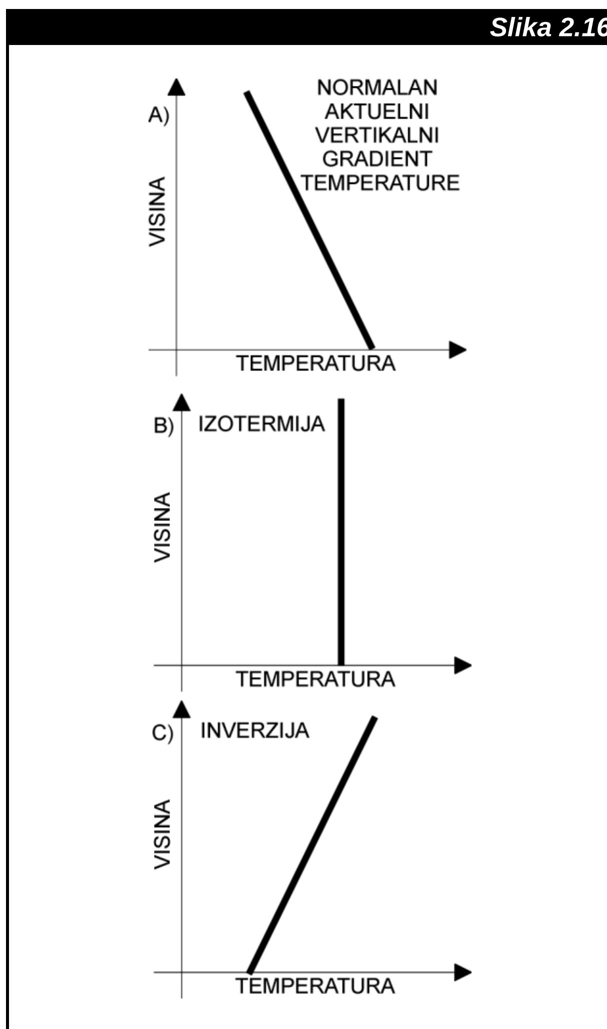
Verukalna raspodela temperature u troposferi i nižim slojevima stratosfere prema ISA vertikalnom gradijentu temperature.

Za troposferu ISA vrednost za *VGT* iznosi1.95 °C/1 000 ft ili 0.65 °C/100 m, pri čemu temperatura porastom visine opada, dok se u tropopauzi i nižim slojevima stratosfere temperatura ne menja po visini. Takođe, podsetimo se da je u prethodnoj glavi navedeno da prosečan *VGT* stvarne atmosfere ima vrednost 1.8 - 2.1 °C/1 000 ft. Osmotrena vrednost *VGT* za određeno mesto i vreme naziva se **aktuelni** (**stvarni**) **vertikalni gradijent** - *AVG*. Vrednosti *AVG* mogu značajno da se razlikuju od ISA i prosečnih *VG* vrednosti. Tako, pored:

- **normalnog** ***AVG*** ili slučaja kada je $AVG > 0$, pri čemu vrednost temperature opada porastom visine, posebnu pažnju u troposferi privlače slučajevi;
- **izotermije**, ili slučaja kada je $AVG = 0$, pri čemu se vrednost temperature ne menja po visini, i
- **inverzije**, ili slučaja kada je $AVG < 0$, pri čemu vrednost temperature raste porastom visine.

Sva tri slučaja su grafički prikazana na Slici 2.16.

Slika 2.16



Normalan AVG, izotermija i inverzija.

Slojevi vazduha u kojima postoji izotermija i inverzija nazivaju se **sloj izotermije** i **sloj inverzije**. Prema prostornoj lokaciji oni mogu biti smešteni u prizemlju ili na visini. Ako su ovi slojevi smešteni u prizemlju nazivaju se **prizemni sloj izotermije** (**prizemna izotermija**) i **prizemni sloj inverzije** (**prizemna inverzija**), dok na visini nose nazive **visinski sloj izotermije** (**visinska izotermija**) i **visinski sloj inverzije** (**visinska inverzija**).

EFEKTI INVERZIJE

Opšti uslovi vazduhoplovnog vremena koji postoje u i oko slojeva inverzije smatraju se rizičnim za izvođenje mnogih letačkih operacija. Te uslove uglavnom čine pojave u vazduhoplovnom vremenu, kao što su:

Tabela 2.1

OBDANICA		RAZLIKA	NOĆ	
VISINA (ft)	TEMPERATURA (^{0}C)	U TEMPERATURI (^{0}C)	TEMPERATURA (^{0}C)	SLOJ
3 000	14.5	Temperatura se ne menja	14.5	izotermnija
2 000	15.5	Temperatura pada 1.0	14.5	
1 000	16.5	Temperatura pada 4.5	12.0	prizemna inverzija
0	18.0	Temperatura pada 9.0	9.0	

Primeri tipične izotermije i inverzije.

- dva nivoa zaleđivanja,
- ledene kore na tlu,
- kiše od prehlađenih kapi u toku leta, što dovodi do zaleđivanje vazduhoplova,
- loše vidljivost ispod sloja inverzije,
- smicanje vetra na granici sloja inverzije i
- stabilni opšti uslovi.

Više ostalih detalja o opasnostima koje se kriju u inverzionim atmosferskim uslovima biće saopšteno u narednim glavama i to pretežno u Delu III.

NASTANAK IZOTERMIJE I INVERZIJE

Tokom noći Zemlja ne prima toplotu od Sunca, ali i dalje svoju toplotu šalje radijacijom. Tako, površina Zemlje postaje hladnija, a topliji vazduh blizu tla provođenjem daje nešto od svoje toplote površini Zemlji. Ovim procesom se prizemni vazduh hladi, dok istovremeno na visini od 2 000 - 3 000 ft ili većoj, temperatura ostaje nepromenjena. Ovakvi procesi će biti utoloko intenzivniji, a uslovi za stvaranje izotermije i inverzije pogodniji, ukoliko je:

- vedro nebo, što omogućava maksimalno hlađenje podloge tokom dugih zimskih noći,
- slab vetar, čime se sprečava mešanje ohlađenog vazduha donjih slojeva i toplog vazduha gornjih slojeva i
- mala vlažnost, kojom se smanjuje šansa za stvaranje magle, čije prisustvo može smanjiti radijaciju podloge.

Kada se prethodno navedeni procesi i uslovi slože, često mogu noću dovoditi do stvaranja prizemnih slojeva izotermije ili inverzije. Jedan tipičan primer ovakvih slojeva izotermije i inverzije prikazan je u Tabeli 2.1.

Sažetak

Temperature tla i atmosfere se primarno formiraju od solarne energije dospele na Zemlju putem kratkotalasne radijacije. Solarna energija se raspoređuje u zemaljsko-atmosferski sistem dugotalasnom zemljinom radujacijom, provođenjem i advekcijom/konvekcijom.

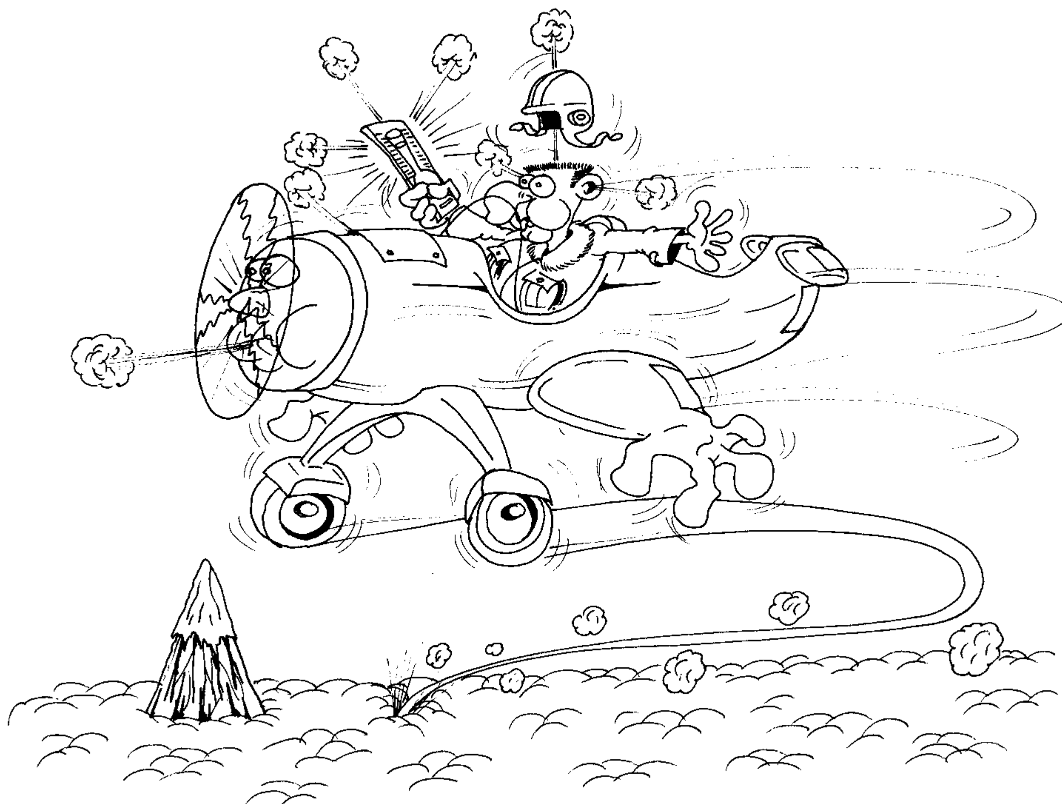
Sve prethodno, zajedno sa prikazanom geometrijom Sunca i Zemlje, pomoglo je da se objasni globalna raspodela temperature. Takođe, naučili smo od čega zavisi dnevni hod temperature i kako se ona menja promenom visine u stvarnoj atmosferi. Videli smo kako nastaju inverzija i izotermija, kao i kako ove pojave utiču na vazduhoplovno vreme.

GLAVA 3

PRITISAK, VISINA I GUSTINA

Uvod

Pritisak i njegove varijacije imaju važnu primenu u vazduhoplovstvu, pre svega u merenju visine i brzine vazduhoplova, kao i za predviđanje vetra i vremena uopšte. Okončanjem čitanja ove glave čitalac će bolje razumeti atmosfrerski pritisak, merenje visine vazduhoplova i promenu gustine po visini. Takođe, čitalac će steći i važna znanja o globalnoj raspodeli atmosferskog pritiska. Te informacije će biti od ključnog značaja za objašnjenje uzroka nastanka vetra i opisa njegovih osnovnih karakteristika.



Odeljak A

ATMOSFERSKI PRITISAK

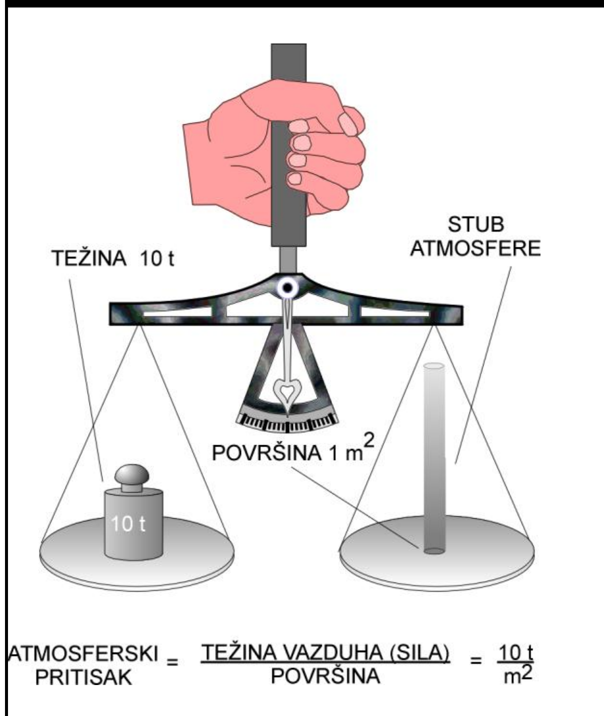
Pritisak je na opšti način bio definisan u Glavi 1. Tamo je rečeno da je pritisak sila kojom krećući molekuli gasa deluju na zadatu površinu. Ova sila potiče od neuređenog kretanja molekula brzinama koje su proporcionalne njihovoj temperaturi.

Uočava se da smo počeli da upotrebljavamo silu kao "poznatu" fizičku veličinu, iako je prethodno nigde nismo definisali. Ovakav pristup se može činiti neprincipijelnim, jer smo do sada sve pojmove o važnim fizičkim veličinama, kao što su veličine stanja (temperatura, gustina i pritisak) i/ili toplota, uvek prethodno u potrebnoj meri definisali i nakon toga primenjivali. Međutim, kada je u pitanju sila napravljen je izuzetak. Autoru se činilo da je prirodnije da se definicija sile poveže sa pojmom kretanja, čiji je ona uzrok. Tako, u meteorološkim uslovima sila je povezana sa definicijom vetra (kretanje). U vezi s tim, potrebne definicije o sili i vetru biće date u narednoj glavi. Do tada se moramo osloniti na naše dosadašnje predstave o pojmu sile.

Pritisak koji stvaraju krećući molekuli gasa atmosfere, takođe, ima značenje sile koja deluje na zadatu površinu. Međutim, specijalne okolnosti u atmosferi nameću dodatnu, pogodniju, definiciju. Tako, **atmosferski pritisak** će biti posmatran kao težina stuba atmosfere čija je osnova jedinične površine, Slika 3.1.

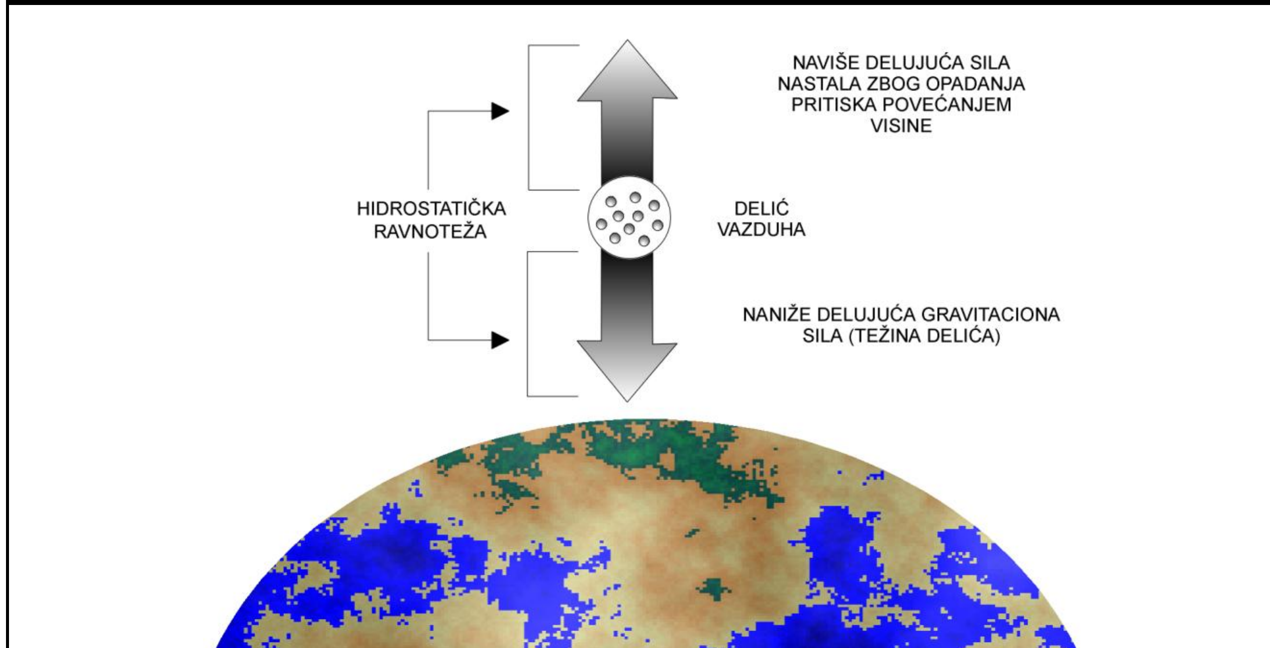
Specijalna okolnost za prihvatanje ove derfinicije atmosferskog pritiska je činjenica da postoji ravnotežapoznata kao **hidrostatička ravnoteža**, između naniže delujuće **gravitacione sile/sila teže** (težina delića) i naviše delujuće **sile nastale opadanjem pritiska povećanjem visine** (**vertikalna komponenta gradijentne sile**, vidi Glavu 4), Slika 3.2.

Slika 3.1



Atmosferski pritisak kao težina stuba vazduha. U standardnoj atmosferi stub osnove od 1 m^2 *koji se prostire od dna do vrha atmosfere ima težinu od oko* 10 t *(tona).*

Slika 3.2



Hidrostatička ravnoteža. Delić vazduha je rezistentan na vertikalno kretanje, jer rezultantna sila ne postoji (jednaka je nulu). Međutim, pod navedenim uslovima na posmatrani delić vazduha može delovati neka horizontalna sila.

JEDINICE ZA MERENJE PRITISKA

Prema prethodnoj definiciji, a posmatrano i uopšte, pritisak *P* je sila *F* (težina) koja deluje na neku površinu *S* ili u matematičkom obliku

$$P = \frac{F}{S}.$$

Vidimo da je u **Međunarodnom sistemu mera** (*System International ïunités* - SI), pritisak određen kao sila od jednog **Njutna** (*Newton* - N) koja deluje na jedan kvadratni metar. Ovakva jedinica se naziva **Paskal** (*Pascal* - Pa) ili

$$1\,\mathrm{Pa} = \frac{1\,\mathrm{N}}{1\,\mathrm{m}^2}.$$

U meteorologiji je uobičajeno da se koristi sto puta veća jedinica, odnosno **hektoPaskal** (hPa) ili

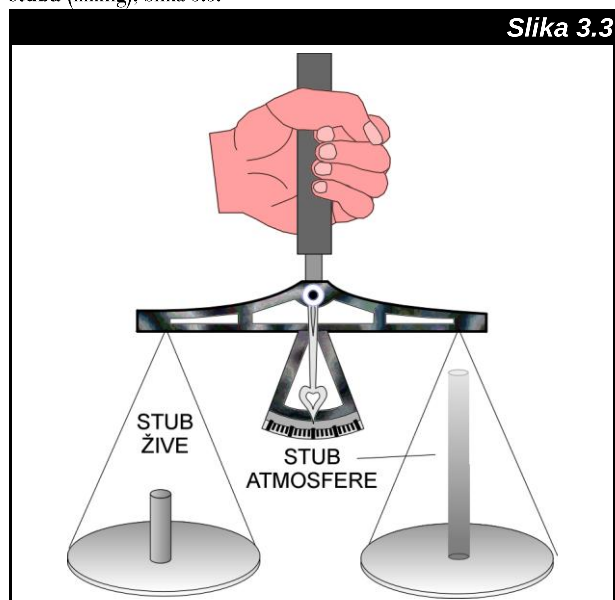
1 hPa = 100 Pa.

Iz tradicionalnih razloga se umesto naziva hektoPaskal još koristi i naziv **milibar** (mb), odnosno

1 hPa = 1 mb.

Ako se umesto Njutna za silu uzme težina stuba žive, koji održava ravnotežu stubu atmosfere, pri čemu oba imaju istu površinu smeštenu na istom nivou, dolazimo do najčešće upotrebljavane jedinice za merenje atmosferskog pritiska u meteorologiji; **milimetra živinog stuba** (mmHg), Slika 3.3.

Slika 3.3



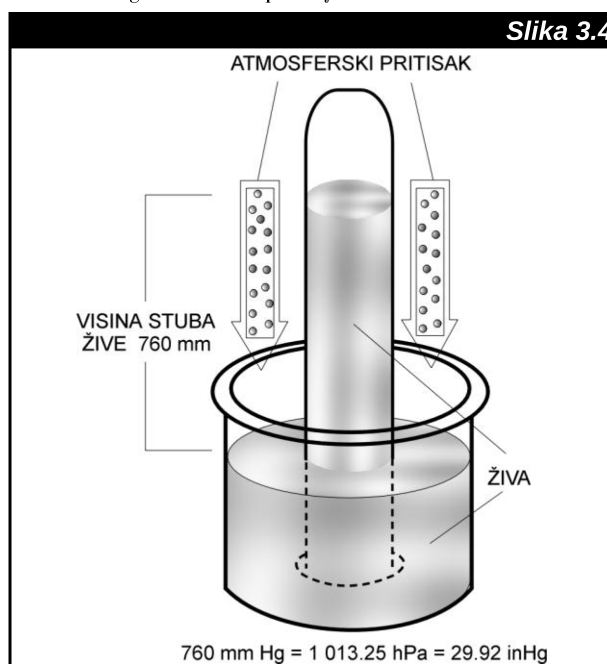
Težina stuba žive koji je u ravnoteži sa stubom atmosfere.

Sada se umesto neke "posebne" jedinice za pritisak, koristi milimetar, odnosno jedinica za dužinu (visinu). U državama gde se govori engleski jezik, kao jedinica za dužinu upotrebljava se **inč** (*inch* - in). Tamo, analogno prethodnoj situaciji za jedinicu pritiska se koristi **inč živinog stuba** (inHg). Ostale relacije koje postoje između ovde datih jedinica za dužinu i pritiska nalaze se u Dodatku 1.

OSMATRANJE PRITISKA

Definicija atmosferskog pritiska, kao težine stuba atmosfere, čija je osnova jedinične površine, inspirisala je poznate renesansne naučnike Evangelista Toričelija (*Evangelista Torricelli*) i Vinčenca Viviana (*Vincenzo Viviano*) da sredinom sedamnaestog veka konstruišu jedan od osnovnih uređaja za merenje pritiska, tzv. **živin barometar**. Ovim instrumentom se merenje pritiska obavlja sličnim putem kao kada se meri neki predmet na vagi. Otuda je reč barometar izvedena iz grčke reči *baros*, što znači težina. Pritisak (težina) atmosfere se uravnotežuje težinom živinog stuba, kao što pokazuje skica na Slici 3.4.

Slika 3.4



Živin barometar je konstruisan od čiste žive smeštene u epruveti i rezervoaru. Epruveta je otvorom zagnjurena u rezervoar na koji nesmetano deluje atmosferski pritisak. Dužina epruvete je oko 1 m, što iznad nivoa žive obezbeđuje dovoljno bezvazdušnog prostora za nesmetano kretanje stuba žive u zavisnosti od promene atmosferskog pritiska.

Promenom pritiska menja se visina živinog stuba. Pritisak se očitava kao visina živinog stuba od nivoa žive u rezervoaru do vrha u epruveti. Prethodno razmatranje je sigurno pomoglo i da se razume otkuda u merenju atmosferskog pritiska figurišu jedinice za dužinu (milimetri ili inči visine živinog stuba).

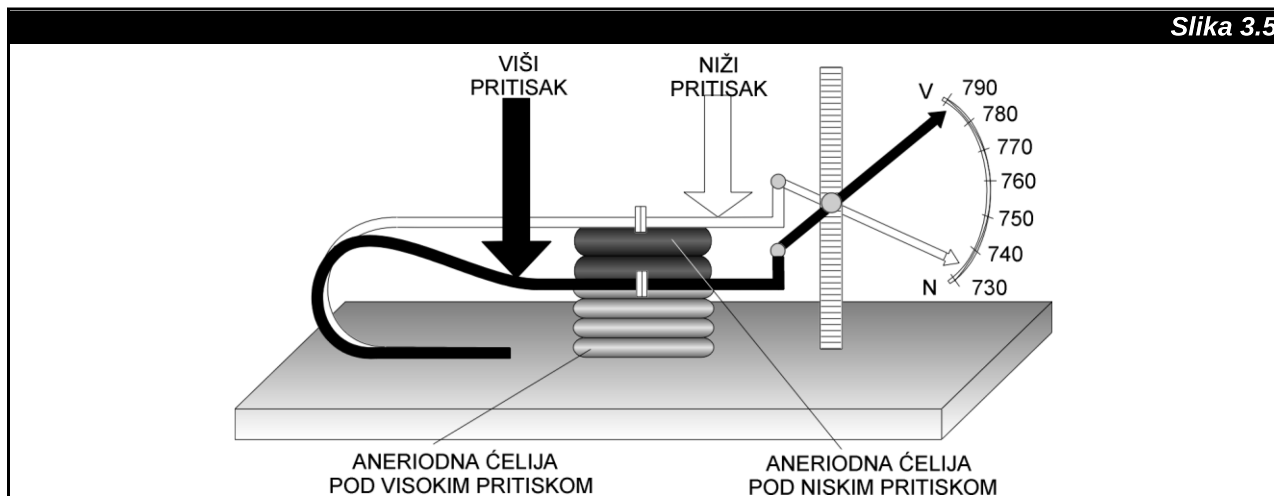
Interesantno je postaviti pitanje, da li se može koristiti neka druga tečnost umesto žive; slično kao što se za merenje temperature mogu koristiri druge tečnosti? Teoretski je to moguće. Međutim, praktično bi se javili problemi. Živa je skoro četrnaest puta teža od potencijalno pogodnih tečnosti (gustina žive = 13.59 g/cm^3), kao što su alkoholna ili uljna jedinjenja (gustina alkohola je približno 1 g/cm^3, dok je gustina

ulja manja od ove vrednosti). Znači, epruveta bi trebalo da ima visinu od približno četrnaest metara!

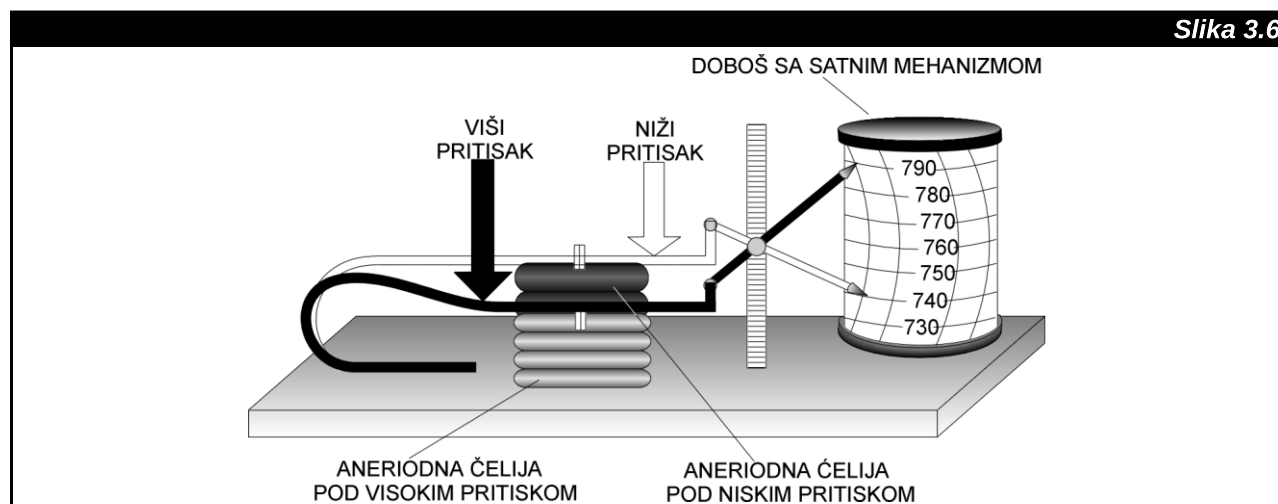
Mada živin barometar obezbeđuje visoku tačnost, on nije pogodan za upotrebu na otvorenom prostoru ili van laboratorije. Ovakav instrument je krh i mora biti čuvan uspravno, jer ako se rezervoar polomi preti opasnost od trovanja, pošto je živa toksična, itd. Zbog toga veliku primenu u spoljnim uslovima merenja ima instrument poznat kao **aneroidni barometar**, Slika 3.5.

Za razliku od živinog barometra, aneroidni barometar nema tečnost. Umesto toga, koristi razliku u pritisku između atmosfere i zatvorenog delimično vakuumiranog suda (**aneroidna ćelija** ili **Vidijeva doza**) napravljenog od talasastog lima. Tako, aneroidni barometar je sastavljen od aneroidne ćelije, sposobne da menja svoju zapreminu zbog promene pritiska i mehanizma za prenos promena putem kazaljke na izbaždarenu skalu. Mada nije tačan kao živin barometar, aneroidni barometar ima neke pogodnosti. Na primer, manjih je dimenzija, lakši je, robusniji i može da bude izložen jakoj turbulenciji i potresima.

Instrument za automatsko i stalno beleženje podataka o atmosferskom pritisku naziva se **barograf**. Senzorski deo je identičan kao i kod aneroidnog barometra. Međutim, umesto kazaljke pričvršćen je pisač. On zapisuje promene po izbaždarenoj papirnatoj traci smeštenoj oko doboša koji se okreće satnim mehanizmom, Slika 3.6.



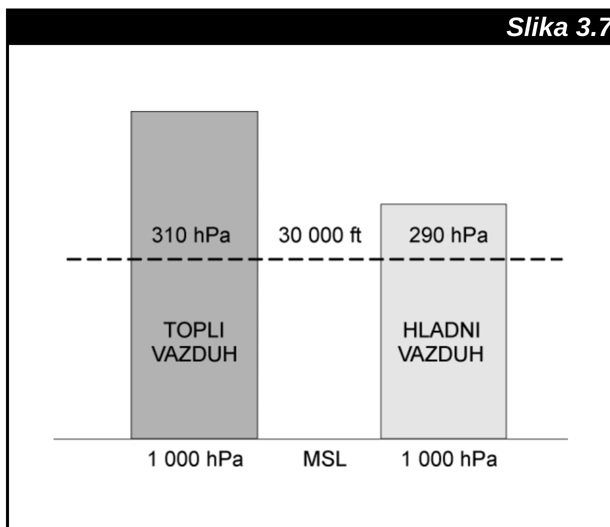
Aneroidni barometar; šematski prikaz.



Barograf; šematski prikaz.

TEMPERATURA I PRITISAK

Kao što se zna, po/u istoj/jediničnoj zapremini hladan vazduh je teži od toplog. Posmatranjem Slike 3.7 uočava se da je promena pritiska brža u hladnom, nego u toplom vazduhu. Takođe, može se videti da će pritisak na istoj visini u hladnom vazduhu biti niži nego u toplom vazduhu.



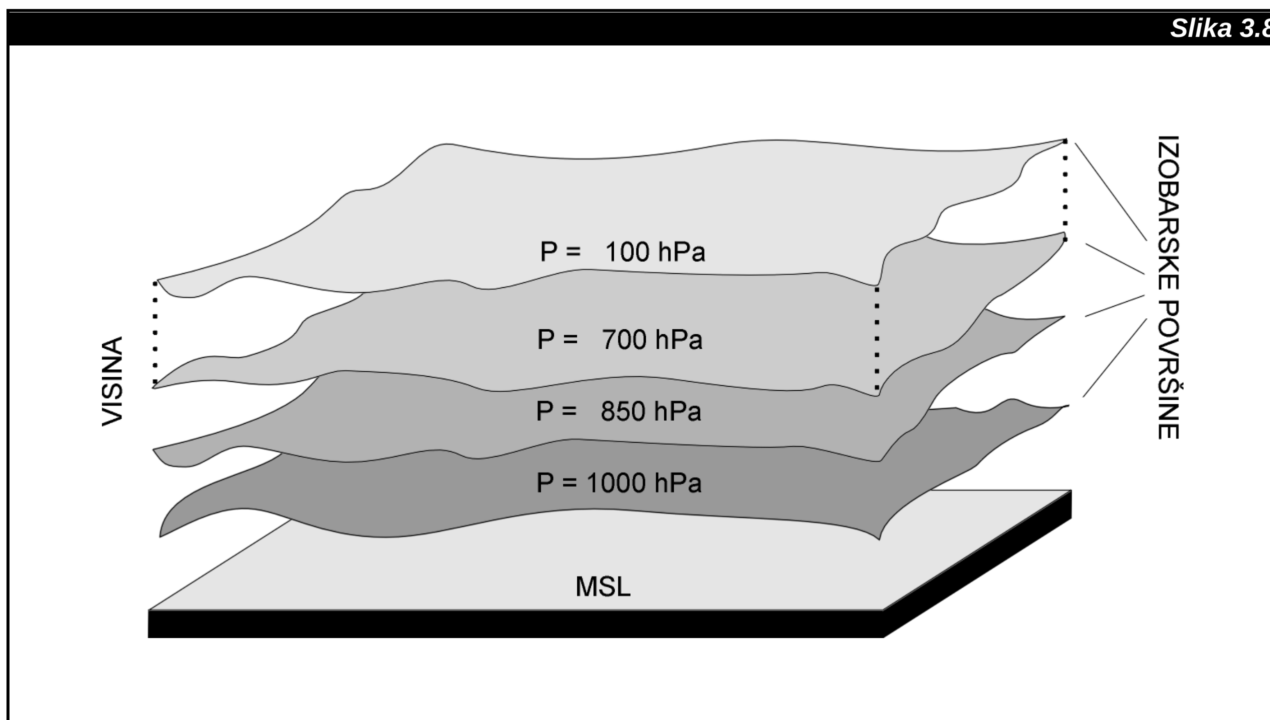
Temperatura i pritisak.

PRIKAZIVANJE ATMOSFERSKOG PRITISKA

Piloti i meteorolozi pridaju veliku pažnju horizontalnoj raspodeli atmosferskog pritiska, zato što njegove razlike određuju jačinu vetra. Takođe, oblasti lepog i lošeg vremena u jakoj su vezi sa pritiskom. Oblik horizontalne raspodele pritiska predstavlja važnu pomoć u analizi i prognozi vremena. Kao i kod horizontalne raspodele temperature, za prikaz horizontalne raspodele pritisaka, koriste se meteorološke karte.

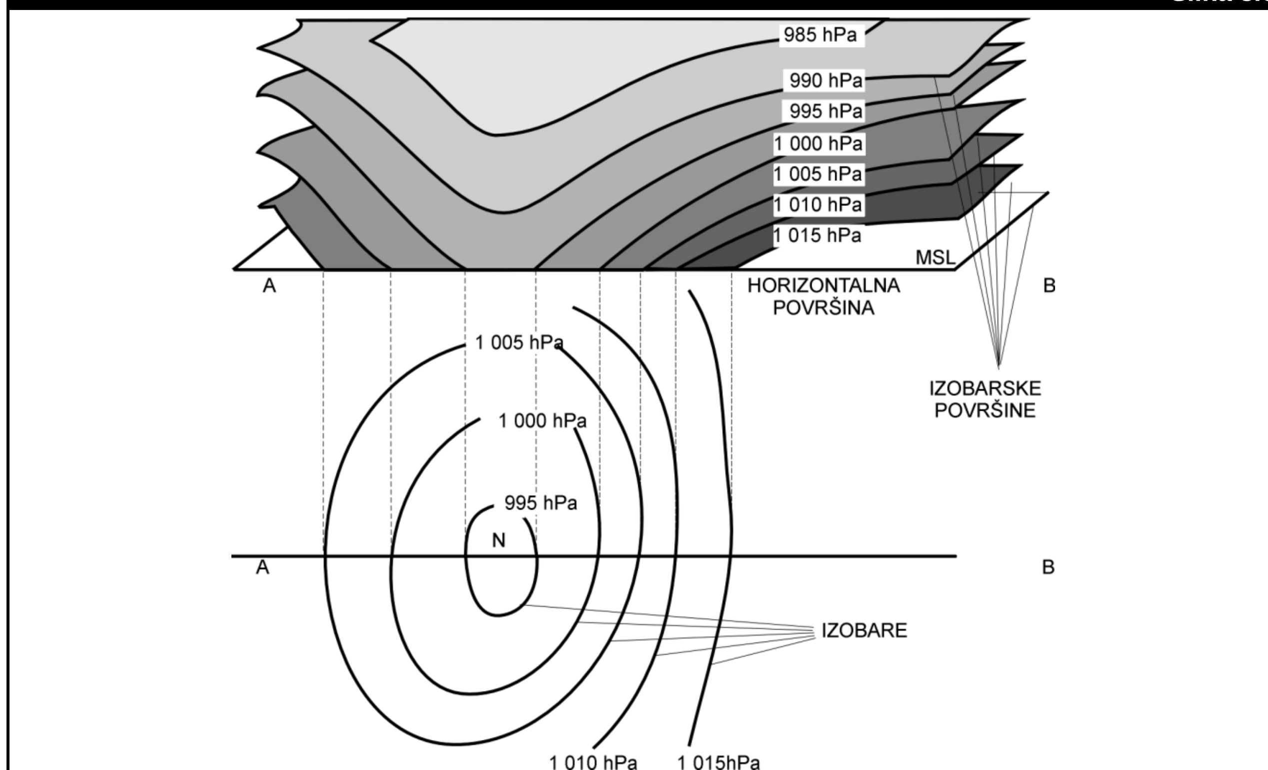
POLJE ATMOSFERSKOG PRITISKA

U svakoj tački atmosfere postoji neka vrednost atmosferskog pritiska; kaže se u atmosferi postoji **polje atmosferskog pritiska** ili **baričko polje**. Kretanjem po atmosferi, na primer sa nekim barometrom, uočava se da se pritisak uglavnom menja. Takođe, može se uočiti da postoje tačke u kojima se pritisak ne menja. Sve tačke u kojima postoji ista vrednost pritiska leže na nekoj površini koja se naziva **izobarska površina**. Pošto se pritisak najbrže menja u vertikalnom pravcu, izobarske površine leže obično vodoravno ili približno vodoravno, kao što to prikazuje Slika 3.8.



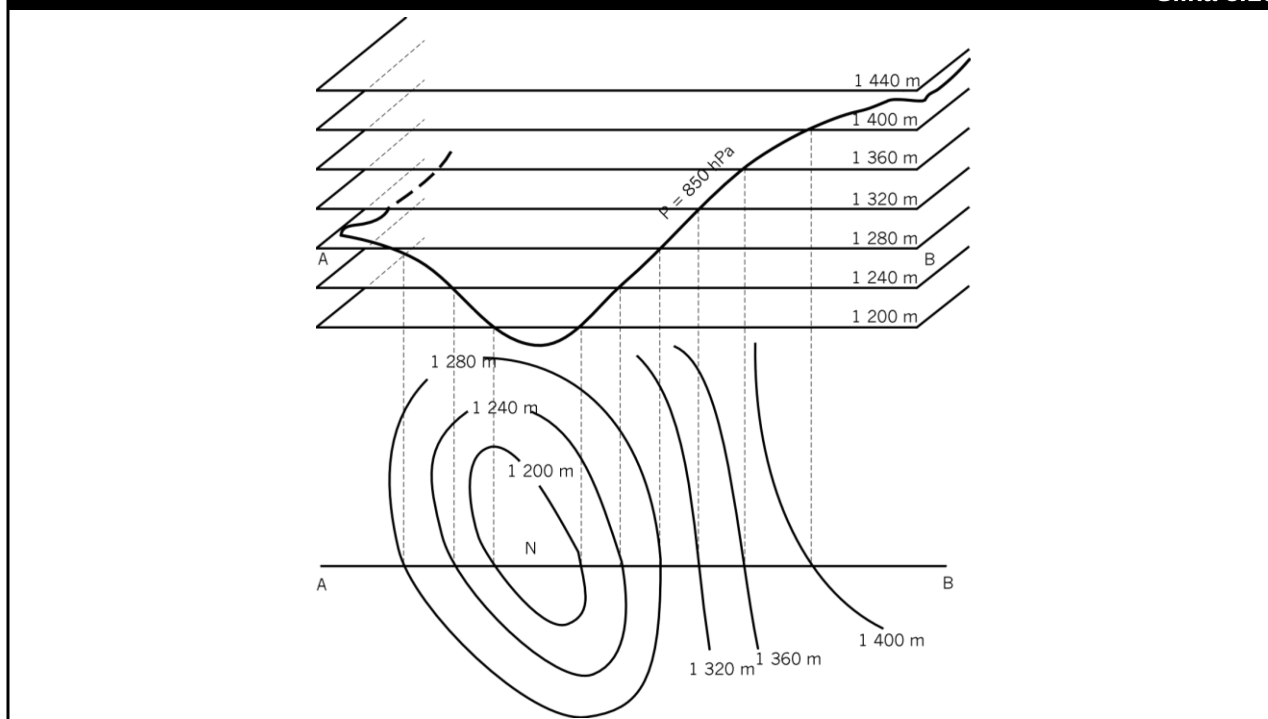
Položaj izobarskih površina.

Slika 3.9



U gornjem delu slike dat je vertikalni presek kroz nekoliko izobarskih površina, zadatih na svakih 5 hPa. *U donjem delu slike prikazane su linije (izobare) preseka izobarskih površina i horizontalnih* MSL *površina.*

Slika 3.10



*U gornjem delu slike dat je vertikalni presek kroz jednu izobarsku površinu (*P = 850 hPa*). Ona je ispresecana horizontalnim površinama na istim rastojanjima od po* 40 m. *U donjem delu slike prikazane su linije (izohipse) preseka izobarske površine i horizontalnih površina.*

U meteorologiji je odavno prihvaćen način da se polje atmosferskog pritiska iznad neke oblasti prikazuje upotrebom **izobara**; linija koje povezuju tačke na horizontalnoj površini u kojima je atmosferski pritisak jednak. Ove linije se obično izvlače (crtaju) na svakih 5 hPa. Jedan primer izobara dat je na Slici 3.9.

Polje atmosferskog pritiska iznad neke oblasti može se predstaviti i **izohipsama**; linijama preseka određene izobarske površine i horizontalnih površina na jednakim odstojanjima ili kao što prikazuje Slika 3.10. Izohipse se obično crtaju na svakih 40 m.

STANDARDNE IZOBARSKE POVRŠINE

Meteorolozi su se dogovorili da polje pritiska posmatraju samo na nekim izobarskim površinama, nazvavši ih **standardne izobarske površine**. Koji pritisak vlada na ovim površinama i na kojim se približno visinama računato od MSL one u proseku nalaze, prikazano je u Tabeli 3.1.

Tabela 3.1

STANDARDNE IZOBARSKE POVRŠINE	
PRITISAK (hPa)	VISINA OD MSL (ft)
1 013.25	0.00
1 000.00	357.35
850.00	5 200.00
700.00	10 000.00
500.00	18 000.00
400.00	24 000.00
300.00	30 000.00
200.00	37 000.00
150.00	45 000.00
100.00	53 000.00
70.00	60 000.00
50.00	-

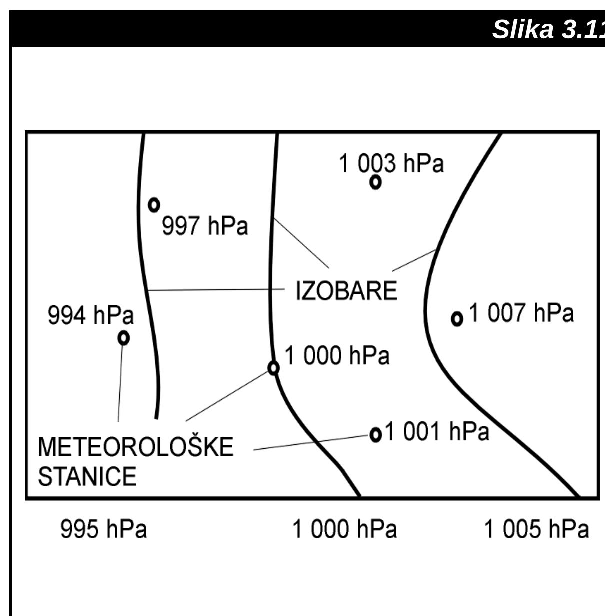
Standardne izobarske površine.

Vidimo da su standardne izobarske površine dosta ravnomerno raspoređene po atmosferi. Zbog toga je kao univerzalni standard usvojena i praksa da se na standardnim izobarskim površinama prikazuju horizontalne raspodele i ostalih veličina vazduhoplovnog vremena, kao što su temperatura, vetar, vlaga, itd.

HORIZONTALNA INTERPOLACIJA I EKSTRAPOLACIJA PRITISKA

Osmatranje pritiska se obavlja u diskretnim tačkama (**meteorološkim stanicama**). Međutim, kao što je rečeno, za prikazivanje polja pritiska izobarama ili izohipsama potrebno je imati zadate vrednosti u kontinuarnim tačkama. Postupak prevođenja diskretnih u kontinuarne vrednosti naziva se **interpolacija** i/ili **ekstrapolacija atmosferskog pritiska**. Ovakve tehnike su još poznate pod nazivom **analiza polja pritiska**, Slika 3.11.

Slika 3.11



Analiza polja pritiska dobijena izvlačenjem izobara između zadatih vrednosti u tačkama osmatranja (meteorološkim stanicama).

Generalno posmatrano, postupci interpolacije i ekstrapolacije se koriste u analizi i drugih kontinuarnih meteoroloških veličina (polja), čije je osmatranje diskretno. Na primer, u prethodnoj glavi prikazane raspodele temperature dobijene su tehnikom analize polja temperature. Takođe, slične tehnike analize se koriste i za prikazivanje meteoroloških veličina koje nisu kontinuarne u prostoru i vremenu (npr. padavine).

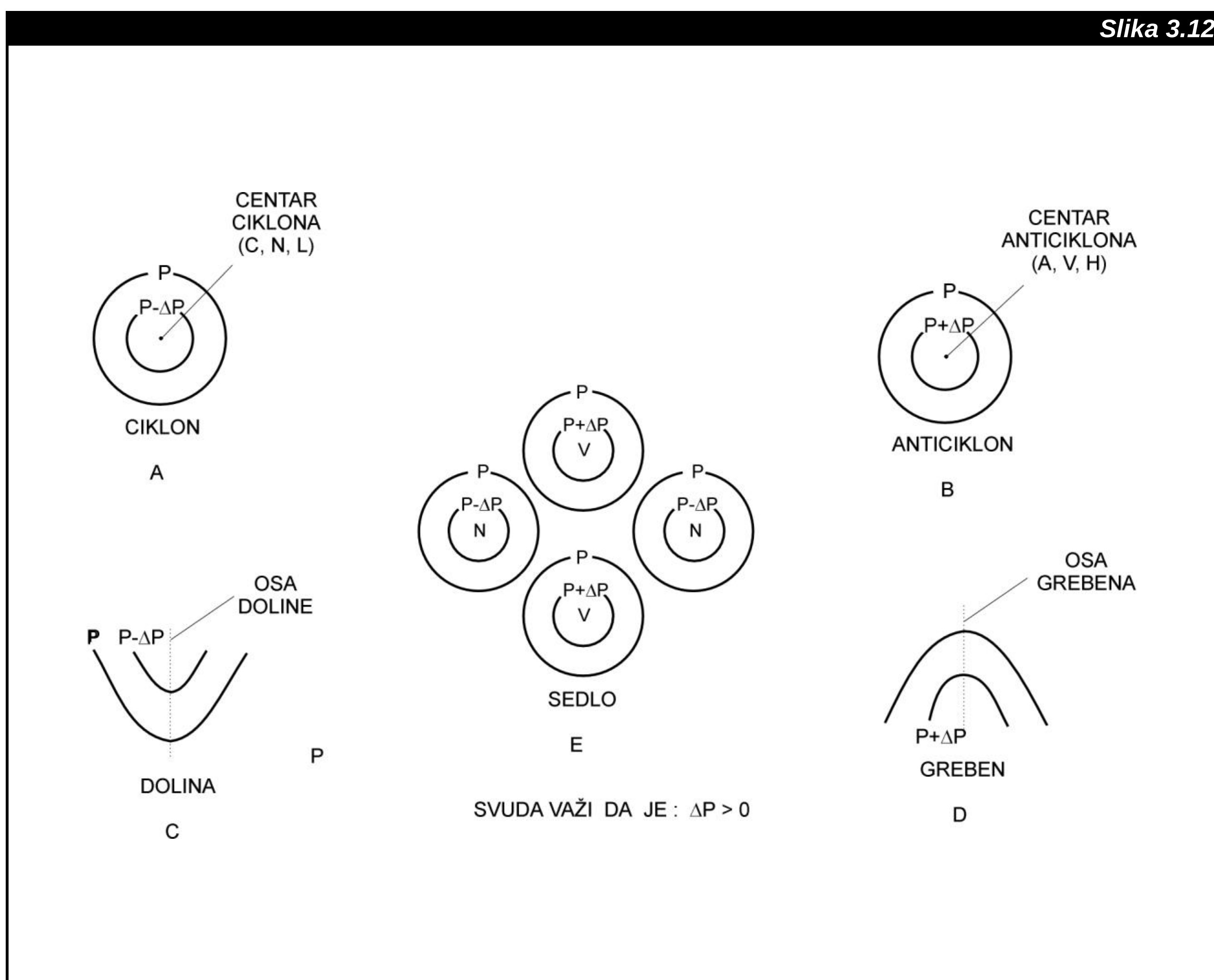
Kada se sve ovde pomenute tehnike analize primene na sva meteorološka polja koja određuju vazduhoplovno vreme, a radi stvaranja što bolje predstave o dešavanjima u atmosferi u datom trenutku vremena, takav postupak se naziva **analiza vremena**.

OSNOVNE FORME U POLJU ATMOSFERSKOG PRITISKA

Polje atmosferskog pritiska, kao i svi parametri meteorološkog vremena imaju svojstvo neponovljivosti. Međutim, tokom duge meteorološke prakse uočene su neke pravilnosti u pogledu osnovnih oblika (**osnovne forme atmosferskog pritiska** ili **osnovni barički sistemi**), koje polje atmosferskog pritiska može da ima. U tom smislu, posmatranjem Slike 3.12 mogu se razlikovati pet slučajeva.

1. Slučaj A šematski prikazuje **ciklon** ili **polje niskog atmosferskog pritiska**. U ovom polju postoji tačka (centar) u kojoj je pritisak najniži. Udaljavanjem od centra vrednost pritiska raste.
2. Slučaj B šematski prikazuje **anticiklon** ili **polje visokog atmosferskog pritiska**. U ovom polju postoji tačka (centar) u kojoj je pritisak najviši. Udaljavanjem od centra vrednost pritiska opada.
3. Slučaj C šematski prikazuje **dolinu** ili produžetak polja niskog atmosferskog pritiska.
4. Slučaj D šematski prikazuje **greben** ili produžetak polja visokog atmosferskog pritiska.
5. Slučaj E šematski prikazuje **sedlo** ili poseban oblik dva ciklona i anticiklona.

Kao što smo rekli, piloti i meteorolozi veliku pažnju pridaju obliku baričkog polja, zato što, na primer, njegove karakteristike određuju oblasti lepog i lošeg vremena. Iako će mnogo detalja o ovim karakteristika biti dato u Delu II, navedimo neke najvažnije vremenske odrednice osnovnih formi atmosferskog pritiska. Tako, u ciklonu i dolini preovlađujuće vertikalno kretanje je uspono, čime se vazduh hladi (vidi Glavu 5). To ima za posledicu stvaranje oblaka i padavina, odnosno lošeg vremena. Obrnuto, u anticiklonu i grebenu postoji lepo vreme, jer preovlađuje nispono kretanje, čime se vazduh zagreva.

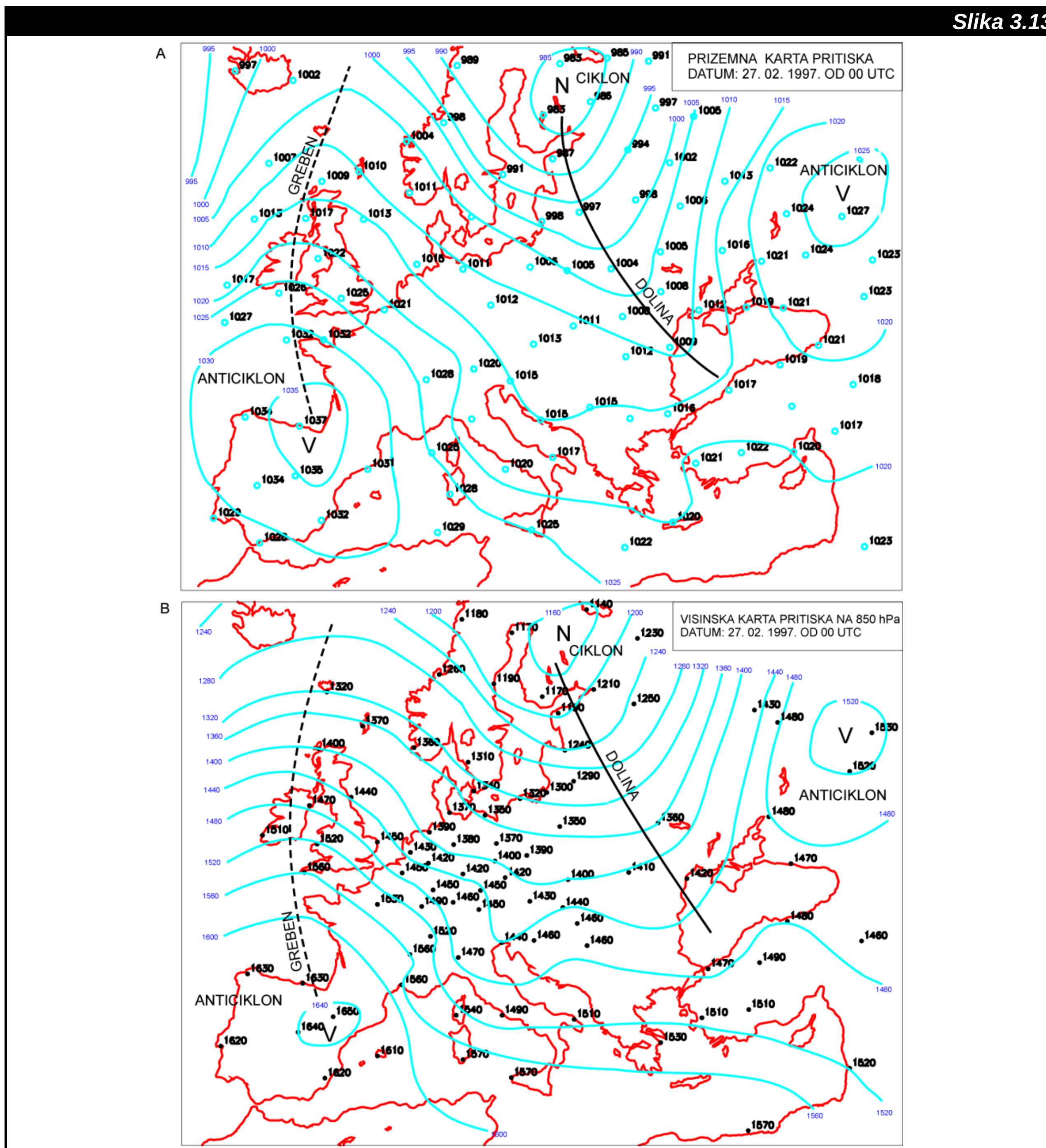


Šematski prikaz pet osnovnih formi u polju atmosferskog pritiska.

PRIZEMNE I VISINSKE KARTE PRITISKA

Stvarna polja atmosferskog pritiska u određenom trenutku vremena i iznad određenog geografskog područija se uvek mogu prikazati kao kombinacije nekih osnovnih formi. Kao primer raspodele pritiska na Slici 3.13 prikazane su dve meteorološke karte. Karta A prikazuje raspodelu pritiska u prozemlju ili tačnije daje pritisak na MSL Ona se zato zove **prizemna karta pritiska** ili **karta pritiska na MSL**. Za ovakav pritisak se često čuje naziv **prizemni pritisak**. Karta B je primer **visinske karte pritiska**, jer prikazuje raspodelu pritiska na visini od 850 hPa. Na obe karte jasno se raspoznaju cikloni, anticikloni, doline i grebeni.

Slika 3.13



Dve meteorološke karte pritiska. Kružićima su označeni geografski položaji meterololoških stanica, a brojevima pored njih prikazane su osmotrene vrednosti polja pritiska. Karta A prikazuje analizirano polje u prizemlju (prizemna karta pritiska), upotrebom izobara na svakih 5 hPa, *dok karta B prikazuje analizirano polje pritiska na standardnoj izobarskoj površini od* 850 hPa *(visinska karta pritiska), upotrebom izohipsi na svakih* 40 m. *Na obe karte uočavaju se cikloni, anticikloni, doline i grebeni.*

GLOBALNA RASPODELA PRITISKA

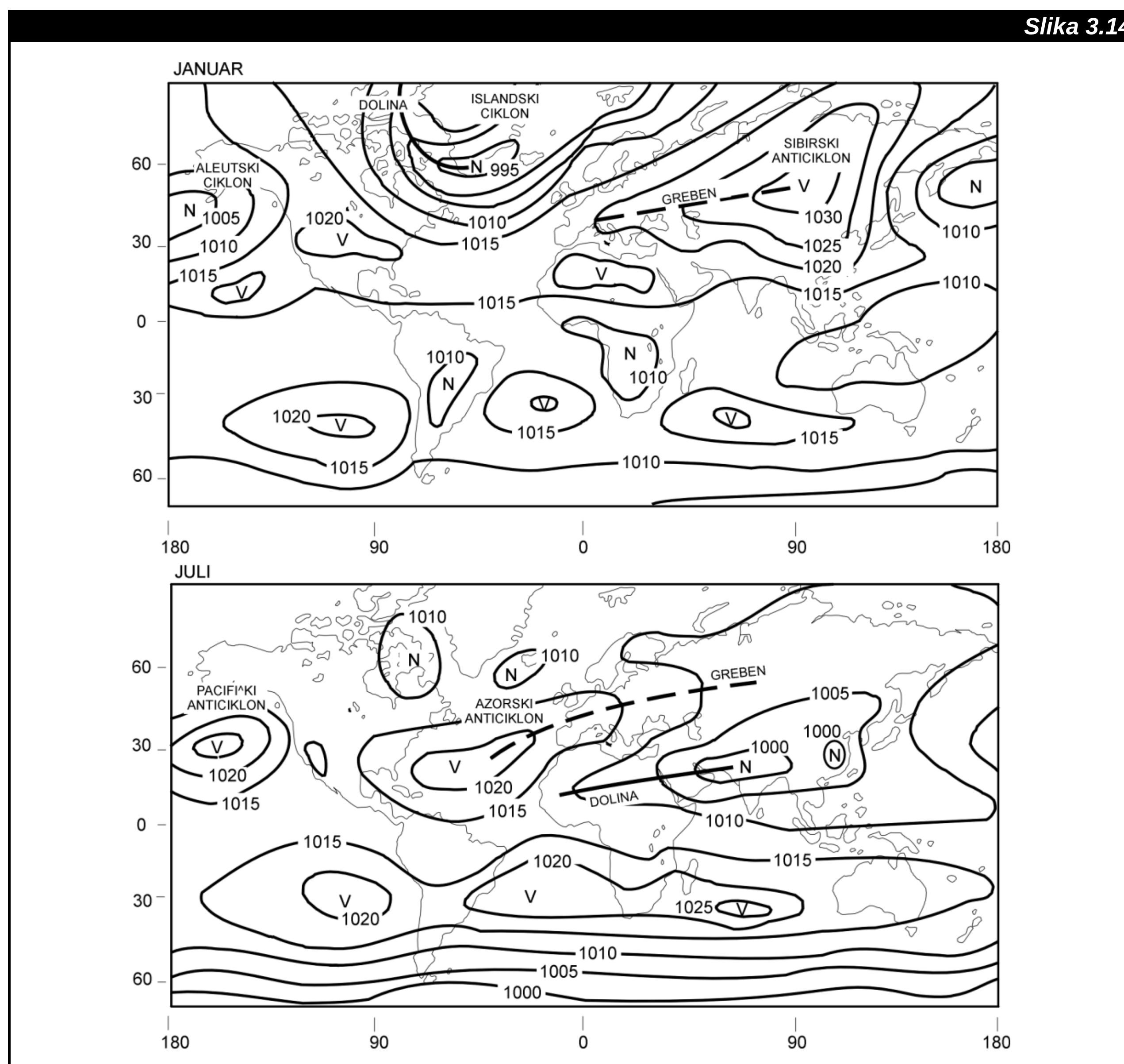
Na Slici 3.14 prikazane su karte globalne raspodele srednjeg mesečnog prizemnog atmosferskog pritiska za januar i juli. Jasno se raspoznaju izobare, centri niskog i visokog pritiska, kao doline i grebeni. Pažljivim posmatranjem prikazanih karata možemo uočiti sledeće zakonitosti:

- tokom zime su na Severnoj hemisferi dominatna polja visokog pritiska smeštena iznad hladnijeg kopna, dok su dominantna polja niskog pritiska locirana iznad toplijih okeana,
- tokom leta su na Severnoj hemisferi dominatna polja visokog pritiska smeštena iznad hladnijih okeana, dok su dominantna polja niskog pritiska locirana iznad toplijeg kopna, i
- slične pojave se mogu uočiti i na Južnoj hemisferi, ali ne u tako izrazitoj formi kao na Severnoj hemisferi, jer je količina kopna mnogo manja.

Na osnovu dosadašnjih znanja možemo veoma lako objasniti globalnu raspodelu pritiska po sezonama. Tako, iznad mesta gde je podloga hladnija pritisak je viši, jer je gustina vazduha veća, nego iznad mesta, gde je podloga toplija, zbog čega je vazduh ređi, a pritisak je niži.

Ekstremno niske vrednosti prizemnog pritiska od 870 hPa su izmerene u harikenima ili tropskim ciklonima (vidi Glavu 8, Odeljak B). Ekstremno visoka vrednost prizemnog pritiska od 1 083.8 hPa izmerena je tokom zime u vrlo hladnom vazduhu Sibirskog anticiklona.

Slika 3.14



Prikaz globalne raspodele srednjeg mesečnog prizemnog pritiska za januar i juli, upotrebom izobara na svakih 5 hPa. *Označeni su položaji ciklona, anticiklona, dolina i grebena.*

GRADIJENT PRITISKA

Posmatranjem baričkih polja na prethodno prikazanim vremenskim kartama, uočavamo da je moguće, analogno kao i u slučaju gradijenta temperature, definisati i **gradijent pritiska**. Znači, to bi bila veličina koja daje promenu pritiska u nekom pravcu. U meteorologiji je uobičajeno posmatranje gradijenta pritiska u horizontalnom i vertikalnom pravcu. U prvom slučaju govorimo o **horizontalnom gradijentu pritiska**, a u drugom slučaju o **vertikalnom gradijentu pritiska**.

Horizontalni gadijent pritiska od 1 hPa na 100 km rastojanja je primer umerenog (normalnog/uobičajenog) gradijenta u srednjim geografskim širinama, dok 1 hPa na 10 km može biti primer jakog (ekstremnog) gradijenta pritiska. Vidimo da što je gradijent pritiska veći izobare/izohipse su bliže jedna drugoj, odnosno, što je gradijent pritiska manji izobare/izohipse su dalje jedna od druge. Tako, gustina izobara/izohipsi određuje veličinu gradijenta pritiska.

Horizontalni gadijent pritiska, pored toga što služi za opisivanje karakteristika baričkog polja, ima veliki značaj i u određivanju gradijentne sile, kao osnovnog pokretača mnogih vremenskih fenomena, o čemu će više informacija biti dato u Glavi 4. U narednom odeljku će kroz izlaganje koncepta o vertikalnoj promeni atmosferskog pritiska biti delimično izložen i koncept o vertikalnom gradijentu pritiska, dok će njegova puna suština doći do izražaja u delu u kome će se govoriti o sili potiska u Glavi 5.

Odeljak B

VERTIKALNA PROMENA ATMOSFERSKOG PRITISKA

Atmosfera je sistem u kome važe određeni fizički zakoni. Za njihovo opisivanje mogu se koristiti metodi zasnovani na upotrebi reči, skica, grafikona, brojeva, eksperimenta, iskustva, itd. Tokom prethodnih izlaganja pretežno smo koristili ovakve metode i oni će biti preovlađujući do kraja knjige. Istovremeno, svaki od fizičkih zakona atmosfere može se predstaviti i u matematičkom obliku, upotrebom matematičkih relacija (formula), kojima se mogu davati vrlo tačne relacije o odnosima između fizičkih veličina, uz prihvatljive pretpostavke. Na primer, do sada je najsloženija matematička relacija bila upotrebljena u razmatranju odnosa koji postoje između veličina stanja, koju smo predstavili kao gasni zakon. Složenije matematičke relacije od navedene ovde se neće razmatrati, sem jedne izuzetno važne formule za vazduhoplovstvo, koja opisuje zakonitost vertikalne promene atmosferskog pritiska.

BAROMETARSKA VISINSKA FORMULA

Od najvećeg značaja za vazduhoplovstvo je poznavanje i primena zakonitosti vertikalne promene atmosferskog pritiska. Polazeći od pretpostavke o

- hidrostatičkoj ravnoteži i
- nehomogenosti vazduha ili osobini da se gustina vazduha smanjuje porastom visine,

može se izvesti matematički izraz za promenu atmosferskog pritiska po visini. Ovaj izraz je poznat pod nazivom **barometarska visinska formula**. Ova formula ima oblik

$$P = P_0 \times e^{-\frac{g \times h}{R \times \overline{T}}}.$$

U barometarskoj visinskoj formuli postoje četiri promenjive veličine.

1. P_0 je **referentni pritisak** na nekoj **referentnoj visini** h_0; na primer na MSL.
2. P je pritisak na visini $h_0 \pm h$; na primer, ako je h_0 na MSL, $+ h$ znači oznad MSL, a - h znači ispod MSL.
3. $\overline{T}$ je **srednja temperatura sloja vazduha** od h_0 do $h_0 + h$ ili do $h_0 - h$.
4. h je već prethodno definisana visina ili rastojanje između mesta (tačaka) u kojima se određuju pritisci P_0 i P.

Ostale veličine su konstante. Za osnovu prirodnog logaritma uzima se da je $e = 2.71$, za gravitaciju se smatra da je $g = 9.806$ m/s^2, a R je gasna konstanta za vazduh (npr. za suvi vazduh je $R = 287.07$ m^2/s^{2}K^1).

Barometarska visinska formula daje tačnu zakonitost menjanja atmosferskog pritiska usled promene visine kada je poznata referentna vrednost pritiska i srednja temperatura sloja vazduha. Zakonitost barometarske visinske formule u matematici je poznata pod nazivom eksponencijalna zakonitost. Njeno grafičko predstavljanje daje krivu oblika kakva je bila prikazana na Slici 1.8 (promena pritiska). Analizirajući barometarsku visinsku formulu, ili što je lakše, posmatrajući Sliku 1.8, uočavamo da se pritisak usled porasta visine tim sporije menja što je visina veća. Kao kvantitativna ilustracija toga u Tabeli 3.2 su date tri vrednosti promene visine (srednja kolona) za istu promenu pritiska (leva kolona), na tri različite nadmorske visine (desna kolona) u slučaju standardne atmosfere.

Tabela 3.2

PROMENA PRITISKA (hPa)	PROMENA VISINE (ft)	NADMORSKA VISINA (ft)
1	27	0
1	30	2 000
1	50	20 000

Uzorci promene pritiska i visine dobijeni na osnovu barometarske visinske formule.

Sada postaje jasno, da su podaci u Dodatku 2 izračunati iz barometarske visinske formule upotrebom ISA vrednosti za *VGT*.

SVOĐENJE ATMOSFERSKOG PRITISKA

Kada su prikazivane karte prizemnog pritiska, ostalo je nejasno kako se iznad kopna određuje pritisak na MSL, jer se visine tačaka na kopnu u kojima se meri pritisak (meteorološke stanice) najčešće značajno razlikuju od visine srednjeg nivoa mora. Međutim, kao što znamo, u barometarskoj visinskoj formuli se javljaju četiri promenjive veličine. Znači, uvek je moguće da se jedna od ove četiri veličine izračuna ukoliko su poznate ostale tri. Upravo na takvoj mogućnosti je zasnovano objašnjenje za prethodnu nejasnoću. Tako, upotrebom:

- barometarske visinske formule,
- izmerenog pritiska P na poznatoj visini h od MSL (**nadmorska visina meteorološke stanice/visina meteorološke stanice/visina barometra**) i
- znajući srednju temperaturu sloja vazduha $\overline{T}$ između MSL i visine barometra,

može se izračunati vrednost pritiska P_0 na srednjem nivou mora. Navedena procedura poznata je pod nazivom **svođenje** (**redukcija**) **atmosferskog pritiska**.

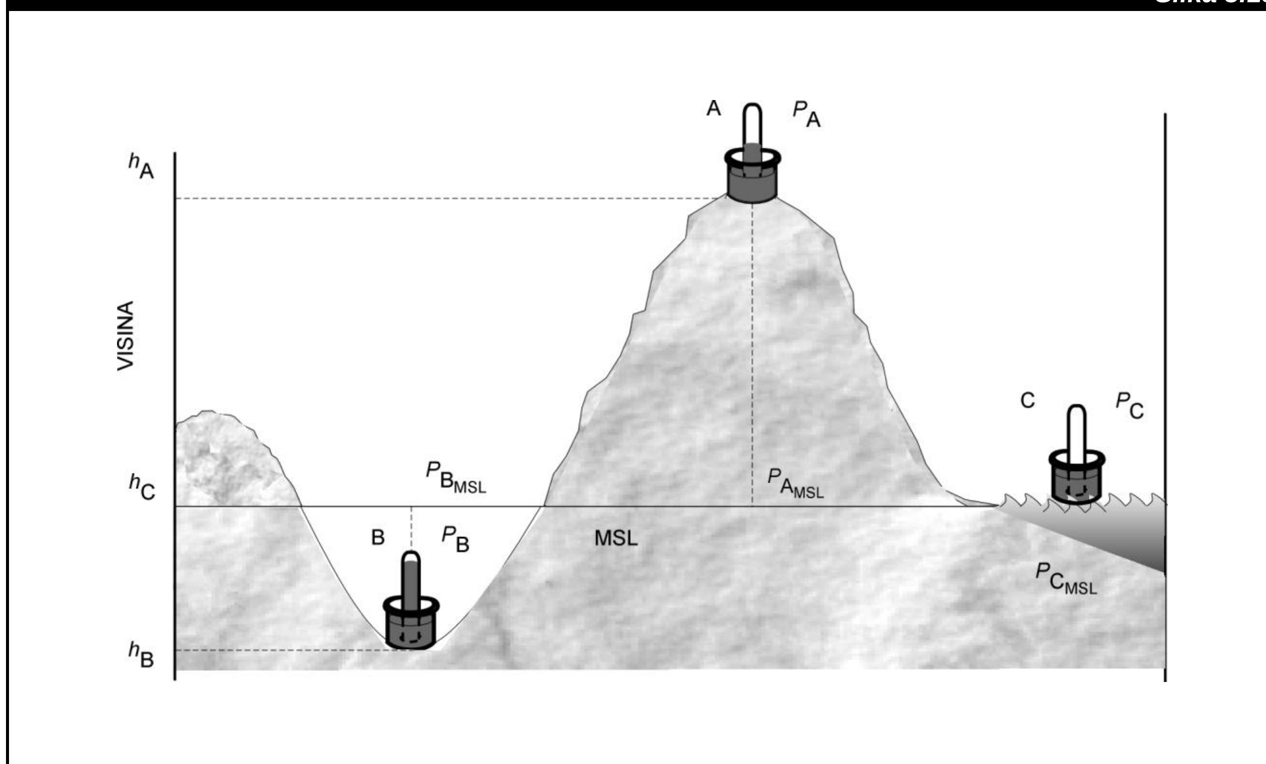
U opisanom slučaju uvodi se pretpostavka o vrednosti pritiska koji bi bio izmeren u meteorološkoj stanici kada bi se ona nalazila na srednjem nivou mora. Time se pritisci izmereni na meteorološkim stanicama različitih nadmorskih visina mogu upoređivati. Tri karakteristična slučaja svođenja atmosferskog pritiska prikazana su na Slici 3.15.

U praksi redukcija pritiska uključuje razne pretpostavke. One se uvek uvode radi dobijanja što korektnijih podataka o pritisku na MSL. Pri tome je pretpostavka o temperaturi i njenoj promeni u sloju redukcije najvažnija. Na primer, za dobijanje prizemnog pritiska, kao srednja temperatura sloja u kome se vrši redukcija koristi se srednja virtuelna temperatura vazduha uz pretpostavljeni vertikalni gradijent od 1.5 ^{0}C/1 000 ft (0.5 ^{0}C/100 m). **Virtuelna temperatura vazduha** je po definiciji ona temperatura na kojoj je pri jednakom pritisku gustina suvog vazduha jednaka gustini vlažnog vazduha. Ovo je jako važno, jer je stvarni vazduh uvek manje ili više vlažan, pri čemu je na istoj temperaturi i pritisku njegova gustina manja od gustine suvog vazduha. Zbog toga, da bi se uvela korekcija na promenu gustine vlažnog u odnosu na suvi vazduh, umesto temperature vazduha koristi se virtuelna temperatura. Ona se izračunava na osnovu osmotrenih vrednosti temperature i vlažnosti na meteorološkoj stanici, dok se njena pretpostavljena (ekstrapolisana) vrednost na MSL izračunava na osnovu navedenog vertikalnog gradijenta temperature.

Povećavanjem visine barometra povećava se greška redukcije. Na primer, za neke visine barometra iznad 2 000 ft greška redukcije može postati neprihvatljiva. Tada se redukcija uopšte ne vrši, ili se obavlja radi dobijanja visine neke standardne izobarske površine blizu visine meteorološke stanice. Na primer, ako je visina barometra na 4 000 ft (**visinska/planinska meteorološka stanica**), prirodnije je da se računa visina standardne izobarske površine od 850 hPa, nego da se pravi redukcija pritiska na MSL.

Detaljnije objašnjenje tehnike redukcije za potrebe stvaranja karti prizemnog pritiska bilo je neophodno, jer postoje i drugi, bitno drugačiji standardi za redukciju pritiska, pre svega namenjeni neposrednoj primeni u vazduhoplovstvu.

Slika 3.15



Svođenje atmosferskog pritiska na meteorološkim stanicama koje se nalaze na karakterističnim nadmorskim visinama. Stanica A *je na visini* h_A *iznad* MSL *gde vlada pritisak* P_A. *Svođenjem pritiska dobija se vrednost* $P_{A_{MSL}} > P_A$.
Stanica B *je na visini* h_B *ispod* MSL *gde vlada pritisak* P_B. *Svođenjem pritiska dobija se vrednost* $P_{B_{MSL}} < P_B$.
Stanica C *se nalazi na visini* h_C=MSL *gde vlada pritisak* P_C. *Svođenjem pritiska dobija se vrednost* $P_{C_{MSL}} = P_C$.

SVOĐENJE PRITISKA U VAZDUHOPLOVSTVU

Postupak redukcije atmosferskog pritiska ima veliku primenu u vazduhoplovstvu. Tim postupkom se dobija nekoliko važnih vrednosti pritiska karakterističnih naziva.

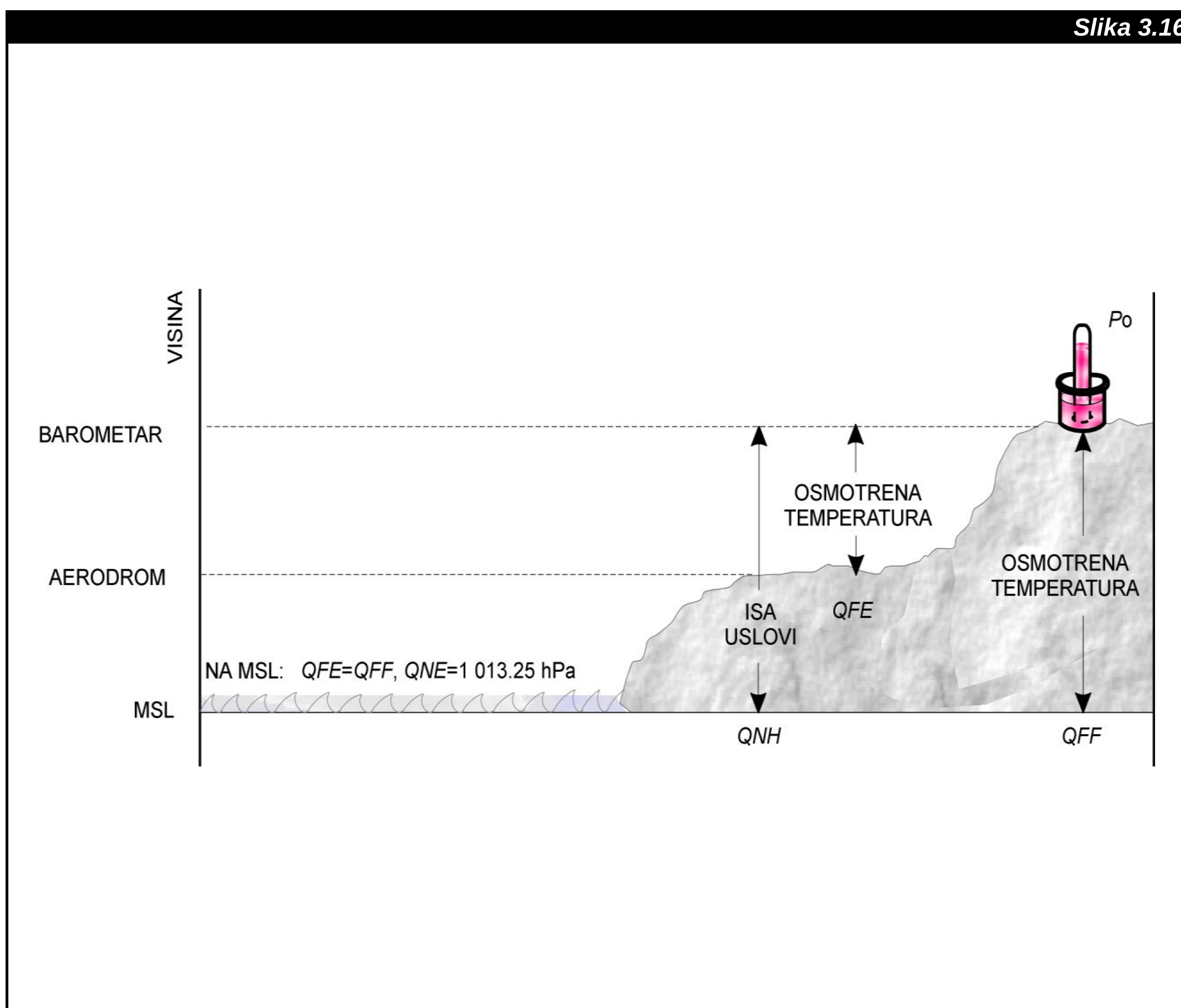
1. ***QFF*** se definiše kao osmotreni pritisak u nekoj tački (**aerodromska meteorološka stanica** - AMS), koji je sveden na MSL upotrebom osmotrene temperatute, kao srednje temperature sloja vazduha, a saglasno operativnoj praksi na aerodromu za dobijanje što korektnijih podataka. U našem slučaju procedura za dobijanje *QFF* pritiska bila bi identična prethodno opisanoj proceduri za dobijanje prizemnog pritiska.
2. ***QFE*** je pritisak osmotren na AMS. Ako se visina barometra ne podudara sa nadmorskom visinom mesta za poletanje i sletanje (**visina aerodroma**) *QFE* se dobija kao i *QFF*.
3. ***QNH*** se definiše kao osmotreni pritisak na AMS, koji je sveden na MSL upotrebom ISA uslova.
4. ***QNE*** predstavlja vrednost pritiska na MSL prema ISA uslovima. Kao što znamo, ta vrednost je uvek ista i iznosi 1 013.25 hPa.

Grafička ilustracija prethodnih pojmova data ja na Slici 3.16.

Iz svega iznetog vidimo da su *QFF* i *QFE* vrednosti pritiska iste na MSL. Pored toga, one mogu biti iste i sa *QNH* pritiskom, ali samo pod uslovom da temperatura stvarne atmosfer ima ISA vrednosti.

Karakteristični nazivi navedenih vrednosti za pritisak potiču od tzv. **Q-ključa** (*Q-code*, npr. videti ICAO *Abbreviations and Codes, third edition* - 1971). Ovaj ključ više nije u upotrebi, ali su nazivi pojmova ostali.

Slika 3.16



Poređenje QFF, QFE, QNH i QNE pritiska.

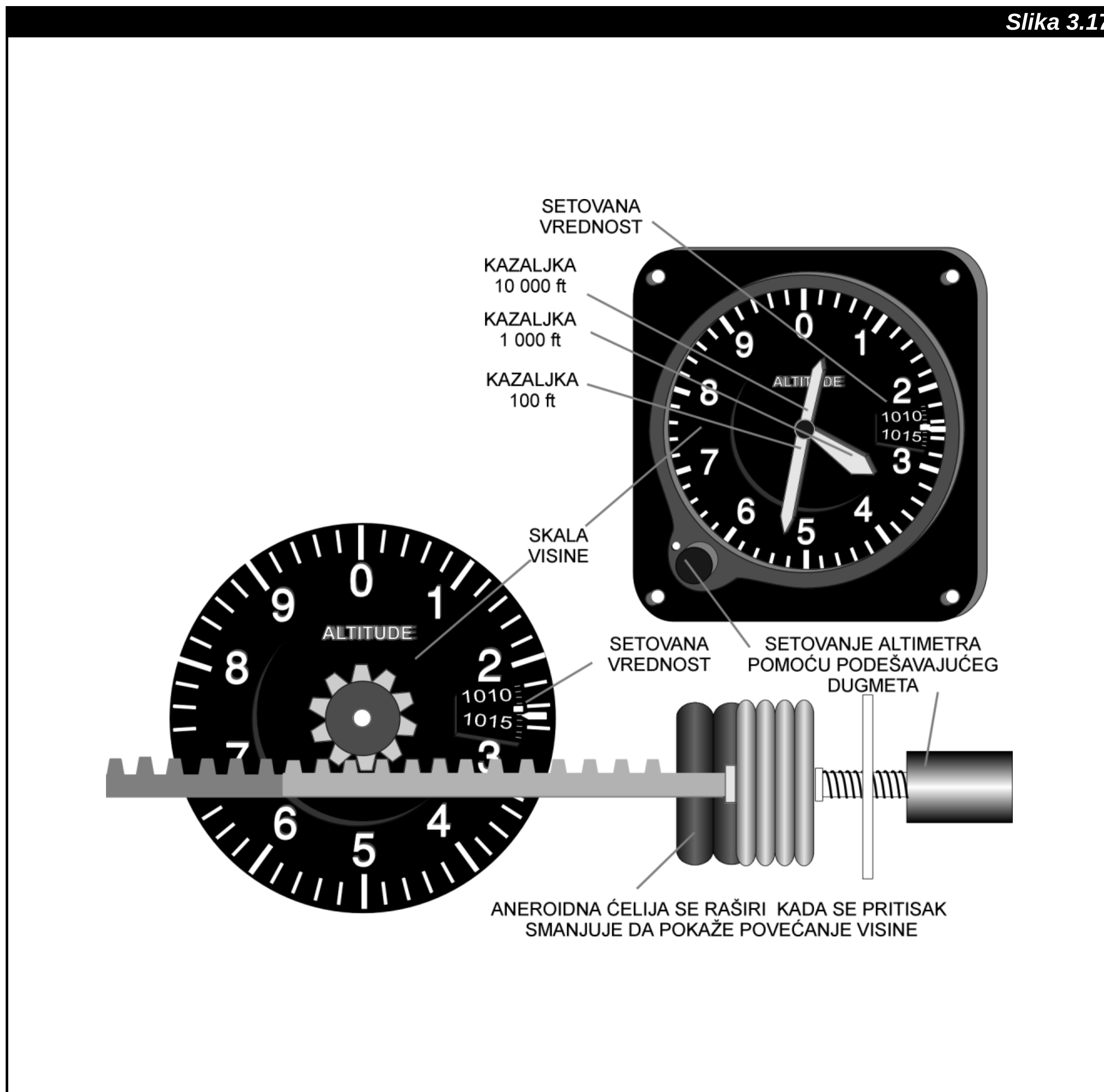
Odeljak C

ALTIMETRIJA

Možda je najvažnija vazduhoplovna primena atmosferskog pritiska u **altimetriji**. Suština altimetrije je u upotrebi aneroidnog barometra kao altimetra. Za tu svrhu se skala za pokazivanje baždari/kalibriše tako da umesto pritiska pokazuje visinu. Ostali uslovi baždarenja se postavljaju prema ISA standardima. Šematski prikaz altimetra dat je na Slici 3.17.

Tako, altimetar predstavlja mehaničku analogiju za barometarsku visinsku formulu. Zbog toga, kao i kod barometarske visinske formule, kod altimetra je pretvaranje pritiska (P) izmerenog na nekoj visini aviona ($h_0 + h$) moguće samo ako je poznat referentni pritisak (P_0) na nekoj referentnoj visini (h_0) uz poznatu i/ili pretpostavljenu promenu temperature ($\overline{T}$) u sloju između visine aviona i referentne visine. Tokom operativne eksploatacije obavlja se samo postupak podešavanja altimetra na referentni pritisak, što se naziva **setovanje altimetra**, dok se pretpostavljena promena temperature uzima prema izbaždarenim ISA uslovima.

Slika 3.17



Altimetar i njegove komponente.

Ako je stvarno stanje atmosfere jednako stanju koje propisuju ISA uslovi, onda je i visina izmerena altimetrom jednaka stvarnoj visini. Međutim, u operativnim letačkim uslovima to obično nije slučaj. Pokazivanje altimetra može biti netačno, tim više što se stvarni atmosferski uslovi više razlikuju od ISA uslova. To je tako, čak i kada je altimetar jako tačan i perfektno izbaždaren. Zbog toga, piloti moraju uvek biti svesni razlika koje postoje između visine izmerene altimetrom (**indicirana visina**) i visine u odnosu na MSL (**stvarna visina**) i/ili visine u odnosu na tlo, poznate kao **apsolutna visina** (*Above Ground Level* - AGL).

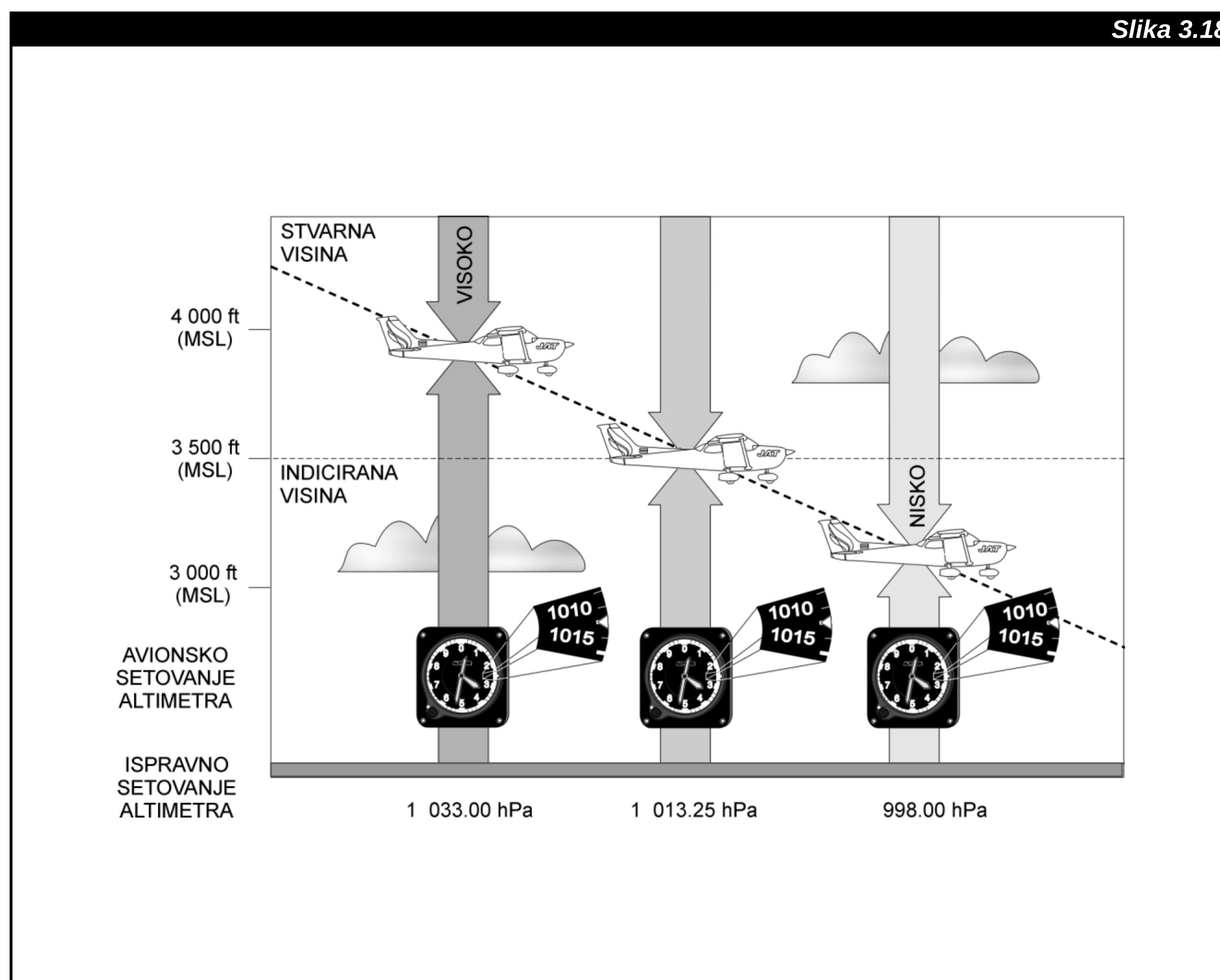
Postoje tri **altimetrijske greške** prouzrokovane neslaganjima između stvarne atmosfere i ISA uslova. One se javljaju u slučajevima:

1. Kada se pritisak na nekoj referentnoj visini (npr. MSL) razlikuje od referentnog pritiska (setovanog na altimetru);
2. Kada je temperatura viša ili niža od ISA standarda; i
3. Kada postoje jaka vertikalna strujanja vazduha (narušena hidrostatička ravnoteža).

Uticaj prve altimetrijske greške grafički je dat na Slici 3.18. Prikazane su stvarne visine aviona po poljima atmosferskog pritiska koja su na referentnoj visini (ispravno setovanje altimetra) dati kao viši (1 033.00 hPa), jednak (1 013.25 hPa) i niži (998.00 hPa) pritisak od pritiska (1 013.25 hPa) po kome je setovana vrednost na altimetru (avionsko setovanje altimetra), redom sleve na desnu stranu.

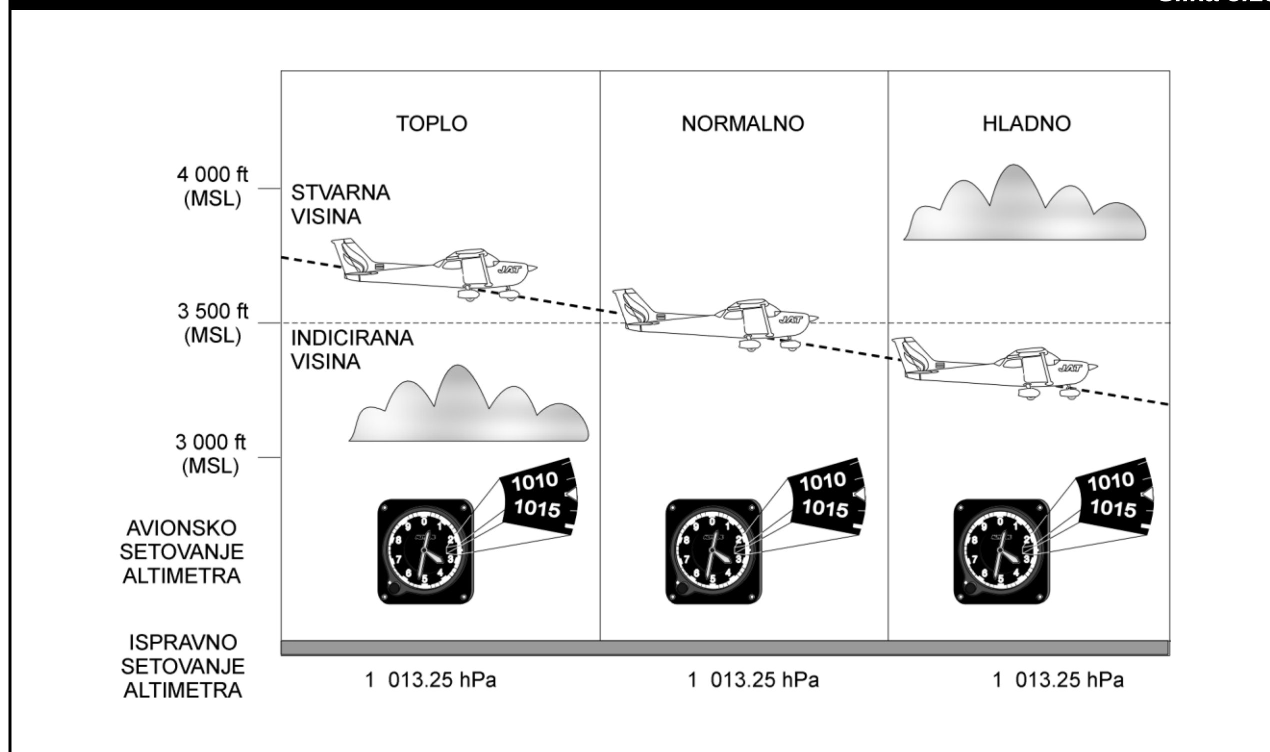
Tako, tokom leta kroz polje visokog pritiska stvarna visina će biti veća od indicirane visine (levi slučaj). Obrnuto, tokom leta kroz polje niskog pritiska altimetar će pokazivati veću visinu od stvarne visine (desni slučaj), dok let u polju pritiska koji je jednak setovanoj vrednosti i/ili odgovara ISA uslovima ne stvara razliku u posmatranim visinama (srednji slučaj).

Slika 3.18



Letenje kroz polja visokog, normalnog i niskog atmosferskog pritisk dovodi do različitog pokazivanja altimetra.

Slika 3.19



Letenje kroz toplu, normalnu i hladnu vazdušnu masu dovodi do različitog pokazivanja altimetra.

Uticaj druge altimetrijske greške postoji zbog toga što se atmosferski pritisak smanjuje povećanjem visine brže u hladnom nego u toplom vazduhu. Na slici 3.19 prikazane su stvarne visine aviona po poljima temperature koja su toplija, jednake i niže temperature od ISA uslova, dok je na referentnoj visini (MSL) pritisak (1 013.25 hPa) svuda isti. Takođe, u svim slučajevima je altimetar setovan na pritisak referentne visine, odnosno, uočava se da avionsko setovanje altimetra i ispravno setovanje altimetra imaju iste vrednosti.

Tako, let kroz topliju atmosferu daje manju indiciranu visinu od stvarne visine (levi slučaj). Obrnuto, let kroz hladniju atmosferu će na altimetru pokazivati veću indiciranu visinu od stvarne visine (desni slučaj), dok let kroz atmosferu ISA uslova ne stvara razliku u navedenim visinama (srednji slučaj).

Uticaj treće altimetrijske greške javlja se kao posledica odstupanja stvarne atmosfere od ISA uslova zbog postojanja vertikalnih kretanja. Pojava ovakvih kretanja znači narušavanje hidrostatičke ravnoteže ili narušavanje zakonitosti promene pritiska po visini koju daje barometarska visinska formula. Ovakva greška naročito dolazi do izražaja u uslovima ekstremnih vertikalnih kretanja koja se javljaju u oblacima vertikalnog razvoja i planinskim talasima. Ovi problemi će biti diskutovani u Delu III.

Sve navedene altimetrijske greške potiču od atmosferskih uslova. Postoje i druge greške koje potiču od neodgovarajuće kalibracije, nedovoljne tačnosti ili tehničke neispravnosti altimetra, ali one ovde neće biti razmatrane.

VISINE PO PRITISKU

U tesnoj povezanosti sa setovanjem altimetra i vrednostima pritiska *QFE*, *QNH* i *QNE* stoje neke definicije visina koje se obilato koriste u vazduhoplovstvu.

1. **Indicirana visina leta iznad srednjeg nivoa mora** (*altitude*) se dobija setovanjem altimetra na *QNH* pritisak. Instrument će (u avionu) na tlu pokazivati približno nadmorsku visinu tla, tačnije altimetra, dok ukoliko je avion u letu dobiće se visina, utoliko bliža nadmorskoj visini aviona, tačnije altimetra, ukoliko je stvarna atmosfera bliža ISA uslovima.
2. **Indicirana visina leta iznad aerodroma** (*height*) se dobija setovanjem altimetra na *QFE* pritisak. Instrument će (u avionu) na tlu pokazivati visinu nula, dok ukoliko je avion u letu dobiće se apsolutna visina, utoliko tačnija ukoliko je stvarna atmosfera bliža ISA uslovima.
3. **Visina kojom se definišu nivoi leta** (*flight level*) se dobija setovanjem altimetra na *QNE* pritisak. Ovako setovan instrument bi (u avionu) u ISA atmosferi na MSL pokazivao visinu nula, dok ukoliko bi avion bio u letu pokazivao bi nadmorsku visinu.

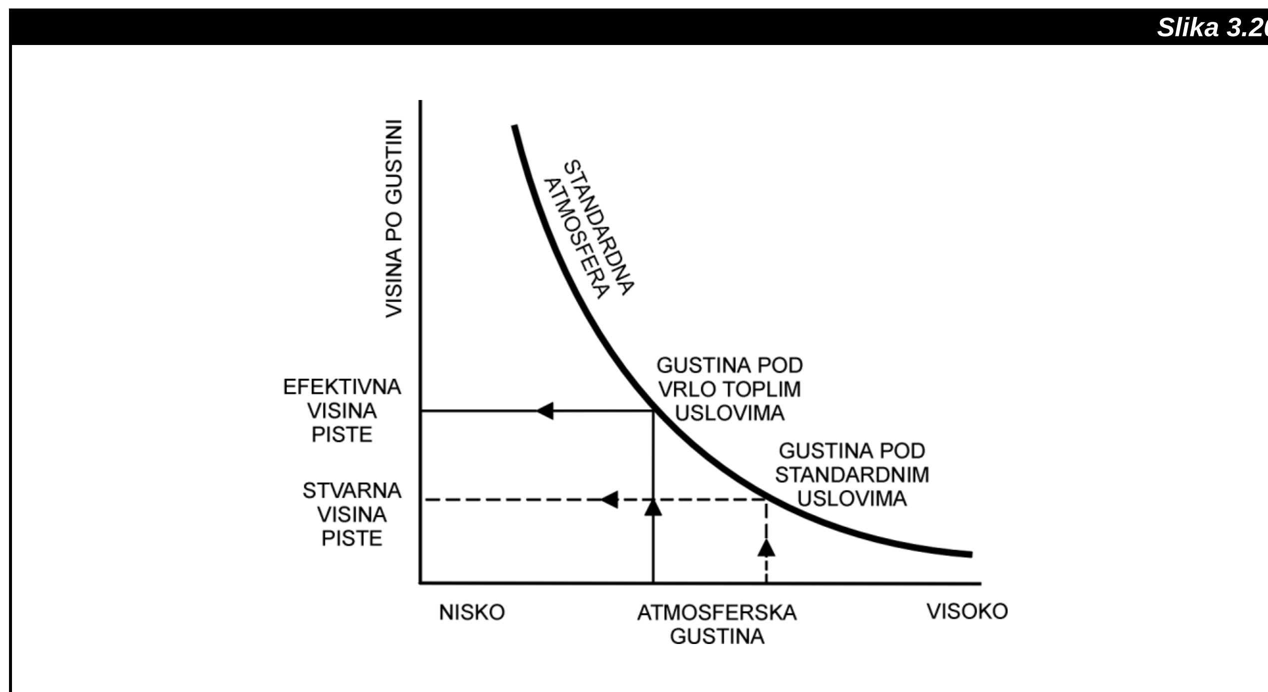
Odeljak D

GUSTINA

Kao što je poznato iz teorije letenja, performanse letilica zavise od gustine atmosfere. Letačke operacije na visini od 19 500 ft dešavaju se u atmosferi čija je gustina svedena na polovinu gustine atmosfere na MSL. Na 36 000 ft smanjenje gustine dostiže približno četvrtinu vrednosti na morskom nivou, dok na 65 000 ft gustina opadne na samo deseti deo MSL vrednosti.

U toplijoj atmosferi, nego što je to standardna atmosfera, kaže se da je visina po gustini "visoka". Operacije vazduhoplovom u uslovima visoke visine po gustini su ekvivalentne poletanju sa viših aerodroma, nego što im je stvarna visina. U uslovima visoke visine po gustini, stvarna gustina u prizemlju se nalazi iznad visine aerodroma u standardnoj atmosferi, kao što se može videti na Slici 3.20.

Slika 3.20



Puna zakrivljena linija pokazuje kako se smanjuje gustina povećanjem visine u standardnoj atmosferi. Pod standardnim uslovima, prizemna gustina odgovara visini po gustini na visini aerodroma. U toploj atmosferi, gustina je niža, što odgovara visokoj visini po gustini.

VISINA PO GUSTINI

Poteškoće u letenju u uslovima smanjene gustine nisu ograničene samo na ekstremne visine. Značajno narušavanje performansi letilica dešava se i na tlu u uslovima visokih prizemnih temperatura, a posebo na aerodromima na većoj nadmorskoj visini. Na takvim mestima se obično zahteva duže poletno rulanje aviona uz sporije penjanje, nego što je to na MSL.

Prethodni uslovi se obično opisuju veličinom koja se zove visina po gustini atmosfere u okolini aerodroma. **Visina po gustini** je visina iznad MSL na kojoj se stvarna (prizemna) gustina atmosfere pojavljuje u standardnoj atmosferi.

RAČUNANJE GUSTINE

Ponekag je potrebno eksplicitno znati gustinu vazduha. U tom slučaju se gustina *G* najlakše može izračunati iz relacije gasnog zakona, tako da je

$$G = \frac{P}{R \times T}.$$

Na primer, korišćenjem prethodnog izraza može se izračunati da je na MSL gustina standardne atmosfere 1.225 kg/m^3, pri čemu je uzeta gasna konstanta za suvi vazduh.

Sažetak

Atmosferski pritisak je esencijalna komponenta osnova vazduhoplovnog vremena. Zbog toga smo upoznali prikladniju definiciju atmosferskog pritiska. Po njoj, pritisak predstavlja težinu stuba vazduha jedinične površine. U vezi s tim, naučli smo kako se pritisak osmatra i koji se pri tome instrumenti i merne jedinice koriste.

Savladali smo pojmove vezane za prikazivanje polja pritiska i videli smo koji su osnovni barički sistemi u atmosferi. Nije nam više strana ni problematika globalne raspodele pritiska, jer smo naučili kako ona izgleda na primeru prizemne raspodele.

Znajući za egzaktnu relaciju između pritiska i visine, detaljno smo upoznali tehniku izračunavanja osmotrenog pritiska sa bilo koje visine na referentnu visinu (MSL) i obrnuto, kao i način merenja visine upotrebom barometra. Bilo je vrlo važno, što smo tom prilikom naučili kakve se sve greške pojavljuju u merenju visine upotrebom atmosferskog pritiska i kakve se sve definicije visina koriste u vazduhoplovstvu izračunate na osnovu pritiska. Na kraju, postao nam je familijaran koncept visine po gustini, kao jedan od ključnih parametara za određivanje performansi vazduhoplova. Takođe, naučili smo i kako se jednostavno računa gustina vazduha.

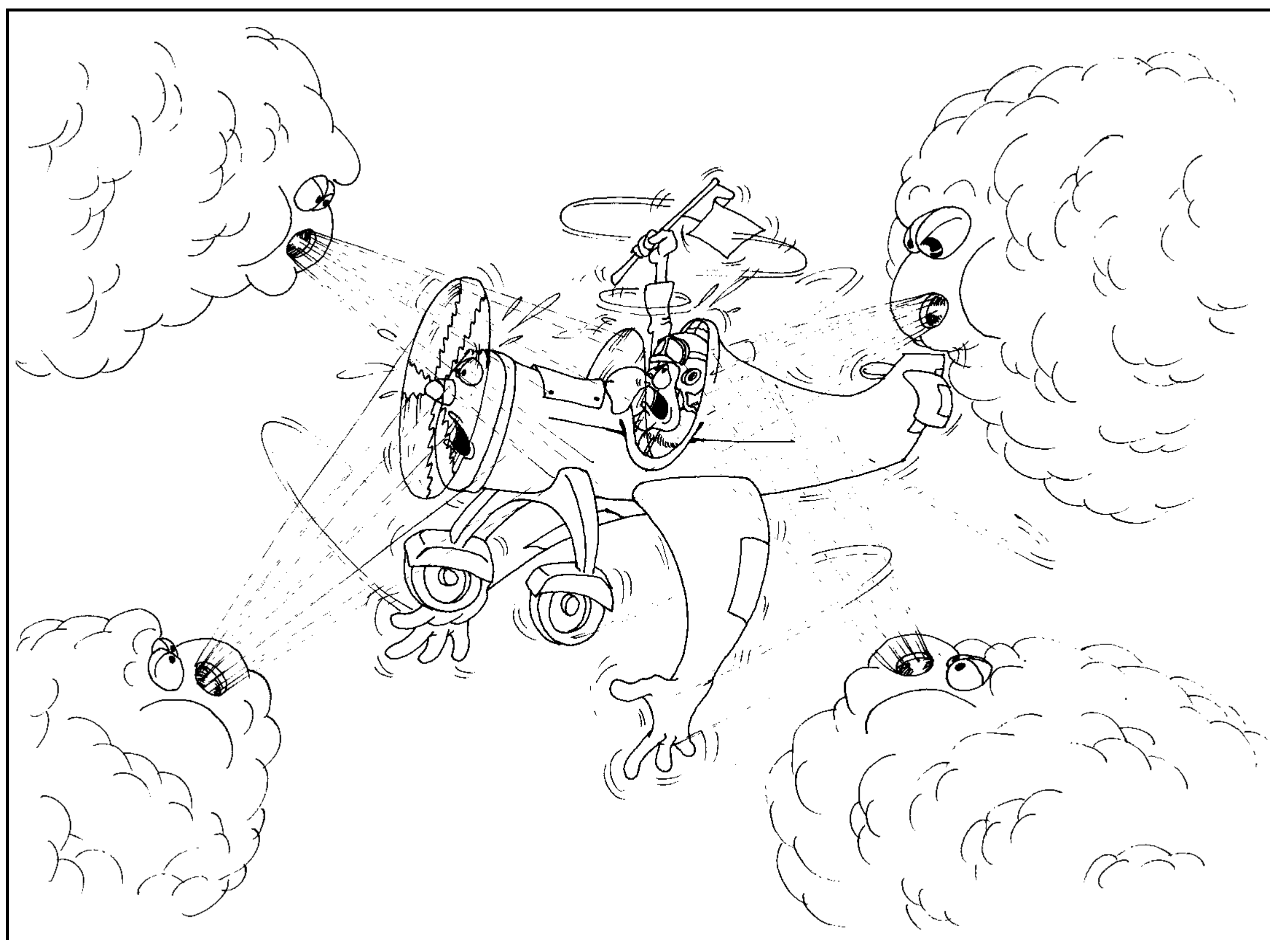
GLAVA 4
VETAR

Uvod

Kretanje vazduha je jako važan vremenski proces. Kretanjem se prenosi toplota, vlaga i polutanti od jednog na drugo mesto, najčešće umerenim vetrovima a ponekad pravim olujama. Vazdušna kretanja stvaraju povoljne uslove za formiranje i nestanak oblaka i padavina. Istovremeno, ona uzrokuju smanjenje vidljivosti na nulu, dok na drugoj strani pročišćavaju vazduh do kristalne bistrine. Vetar pokreće vazdušne mase, zbog čega izaziva promene u atmosferskom pritisku. Istovremeno, ove promene modifikuju vetar. Tako, svi ovi faktori stvaraju razloge za promenjivu prirodu ne samo vetra, već i vazduhoplovnog vremena.

Tokom letenja vetar ima značajnu ulogu u navigaciji, jer utiče na putanju leta. Neuređeno kretanje vazduha stvara turbulenciju, zbog koje je neudobnost letenja najmanje važna, jer zbog turbulencije letenje može biti i katastrofalno. Ako se vetar menja nenadano na kratkim rastojanjima, letenje ne može biti potpuno kontrolisano, što je odlučujuće za bezbedno poletanje i sletanje. Zbog svega toga, piloti moraju razumeti kretanje vazduha i njegovo delovanje na bezbednost letenja.

U ovoj glavi razmatraće se uzroci i karakteristike horizontalnog kretanja vazduha u atmosferi. Ona će čitaocu obezbediti praktično razumevanje važnih relacija između vetra, atmosferskog pritiska i rotacije Zemlje. Steći će se uvid u važna dejstva sile trenja, kao posledice uticaja podloge na kretanje vazduha. Takođe, na karakteristike vetra ima uticaja i centrifugalna sila, što će u jednom delu privući našu pažnju. Kada se prihvate informacije iz ove glave, posedovaće se znanja o uzrocima vetra, ali takođe, znaće se dosta o merenju vetra i naučiće se u kakvom su odnosu vetar, izobare i izohipse na vremenskim kartama.



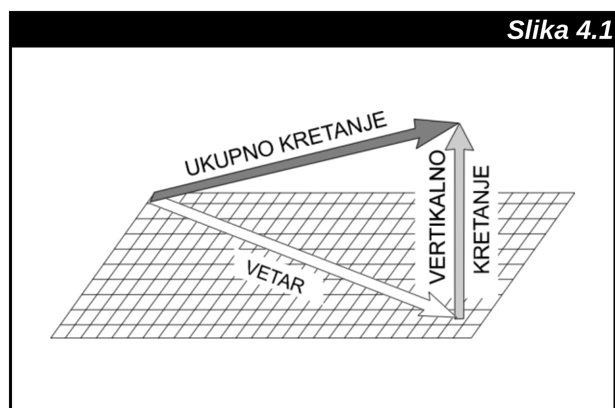
Odeljak A

TERMINOLOGIJA O VETRU, ZNAČENJE I MERENJE

Koncept trodimenzionalnog kretanja je za pilote mnogo lakše prihvatljiv pojam nego što je to za ljude koji uglavnom borave na tlu. Na primer, posle uzletanja (i tokom penjanja) piloti opažaju svoje kretanje promicanjem tla kao i povećanjem visine. Slično tome, kretanje vazduha od jednog na drugo mesto je istovremeno horizontalno i vertikalno.

Kao što piloti smatraju da je pogodno za opisivanje leta znati poziciju iznad tla i visinu vazduhoplova, tako i meteorolozi nalaze da je potrebno razdvojiti horizontalno i vertikalno kretanje vazduha. Praktičan razlog za ovo razdvajanje nalazi se u preovlađujućoj zastupljenosti horizontalnog u odnosu na vertikalno kretanje, izuzimajući neke turbulentne fenomene, konvektivne procese i planinske talase. Takođe, horizontalno kretanje je lakše za merenje od vertikalnog kretanja. Od sada će se ova dva kretanja razdvojeno razmatrati. Pod terminom **vetar**, ovde će se podrazumevati samo horizontalno kretanje vazduha, Slika 4.1. O vertikalnom kretanju vazduha diskutovaće se u narednoj glavi.

Slika 4.1



Ukupno kretanje vazduha je sastavljeno od horizontalnog kretanja (vetar) i vertikalnog kretanja

JEDINICE ZA MERENJE VETRA

Pre ove glave sretali smo samo meteorološke veličine za čije je kvantitativno opisivanje bio potreban samo jedan broj. To su bile, na primer: temperatura, pritisak ili gustina. Generalno, one se nazivaju **skalarne veličine**. Vetar je **vektorska veličina**, jer je za njegovo puno definisanje potrebno znati više od jednog broja. Tačnije, vetar se opisuje sa dva broja.

Jednim brojem je potrebno zadati intenzitet ili **brzinu vetra**. Ovim brojem se iskazuje pređeni puta delića vazduha u jedinici vremena. Za brzinu vetra se u vazduhoplovstvu koriste sledeće jedinice:

- metri u sekundi (m/s),
- kilometri na sat (km/h) i
- morske ili nautičke milje na sat (nm/h), odnosno čvorovi (kt).

Neke karakteristične vrednosti vetra u svim navedenim jedinicama, koje ako se zapamte mogu pomoći u brzom pretvaranju jednih vrednosti u druge, date su u Tabela 4.1.

Tabela 4.1

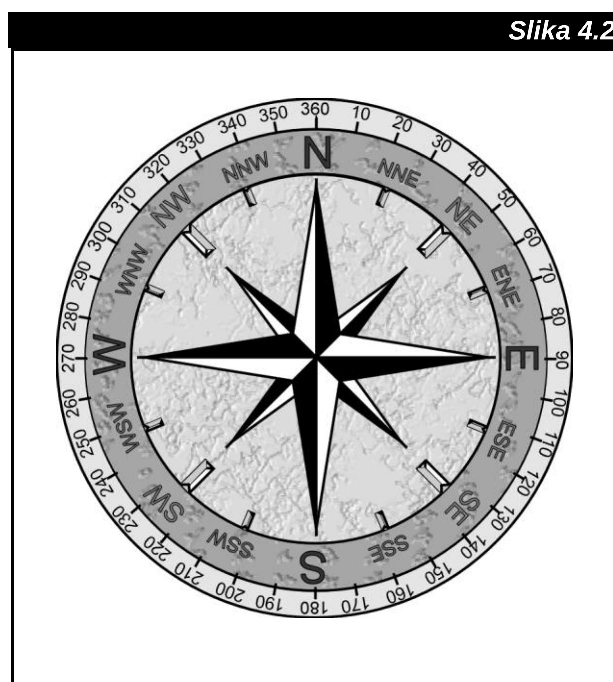
BRZINA VETRA		
m/s	km/h	nm/h ili kt
10	36	20
20	72	40
30	108	60

Neke karakteristične vrednosti brzine vetra.

Drugim brojem je potrebno odrediti pravac i smer kretanja delića vazduha, ili kako se to u meteorologiji kaže **pravac odakle vetar duva** ili samo **pravac vetra**. Za pravac vetra koriste se dve jedinice:

- **stepen** (⁰), (vidi Dodatak 1) i
- osam, odnosno, šesnaest strana Sveta po kompasu u smeru kretanja kazaljke na satu od pravog (geografskog) Severnog pola (360 ⁰) ili kraće **strane Sveta**, Slika 4.2.

Slika 4.2



Pravac vetra se određuje stepenima ili sa osam/šesnaest strana Sveta po kompasu. Objašnjenje skraćenica dato je u Tabeli 4.2.

Tabela 4.2

STEPENI (^{0})	PUN NAZIV	MEĐUNARODNI NAZIV	SKRAĆENI NAZIV
22.5	Sever-severoistok	North-North-East	NNE
45.0	Severoistok	North-East	NE
67.5	Istok-severoistok	East-North-East	ENE
90.0	Istok	East	E
112.5	Istok-jugoistok	East-Sauth-East	ESE
135.0	Jugoistok	South-East	SE
157.5	Jug-jugoistok	South-South-East	SSE
180.0	Jug	South	S
202.5	Jug-jugozapad	South-South-West	SSW
225.0	Jugozapad	South-West	SW
247.5	Zapad-jugozapad	West-South-West	WSW
270.0	Zapad	West	W
292.5	Zapad-severozapad	West-NorthWest	WNW
315.5	Severozapad	North-West	NW
337.5	Sever-severozapad	North-North-West	NNW
360.0	Sever	North	N

Vrednosti u stepenima (prva kolona) i puni/međunarodni/skraćeni nazivi pravaca vetra u osam/šesnaest strana Sveta (druga, treća i četvrta kolona).

U Tabeli 4.2 date su strane Sveta u stepenima uz pun, međunarodni i skraćeni naziv. Osam karakterističnih pravaca vetra podudarnih sa osam strana Sveta mogu se saopštiti u obliku:

- "zapadni" vetar duva od zapada ka istoku ili iz pravca od 270 ^{0} ili iz W pravca,
- "istočni" vetar duva od istoka ka zapadu ili iz pravca od 90 ^{0} ili iz E pravca,
- "severni" vetar duva od severa ka jugu ili iz pravca od 360 ^{0} ili iz N pravca,
- "južni" vetar duva od juga ka severu ili iz pravca od 180 ^{0} ili iz S pravca,
- "severozapadni" vetar duva od severozapada ka jugoistoku ili iz pravca od 315 ^{0} ili iz NW pravca,
- "severoistočni" vetar duva od severoistoka ka jugozapadu ili iz pravca od 45 ^{0} ili iz NE pravca,
- "jugoistočni" vetar duva od jugoistoka ka severozapadu ili iz pravca od 135 ^{0} ili iz SE pravca i
- "jugozapadni" vetar duva od jugozapada ka severoistoku ili iz pravca od 225 ^{0} ili iz SW pravca.

VETAR U VAZDUHOPLOVSTVU

Zbog vrlo velikog značaja koje vetar ima u vazduhoplovstvu, pored u prethodnom tekstu date genaralne definicije o vetru, prihvaćene su i posebne definicije.

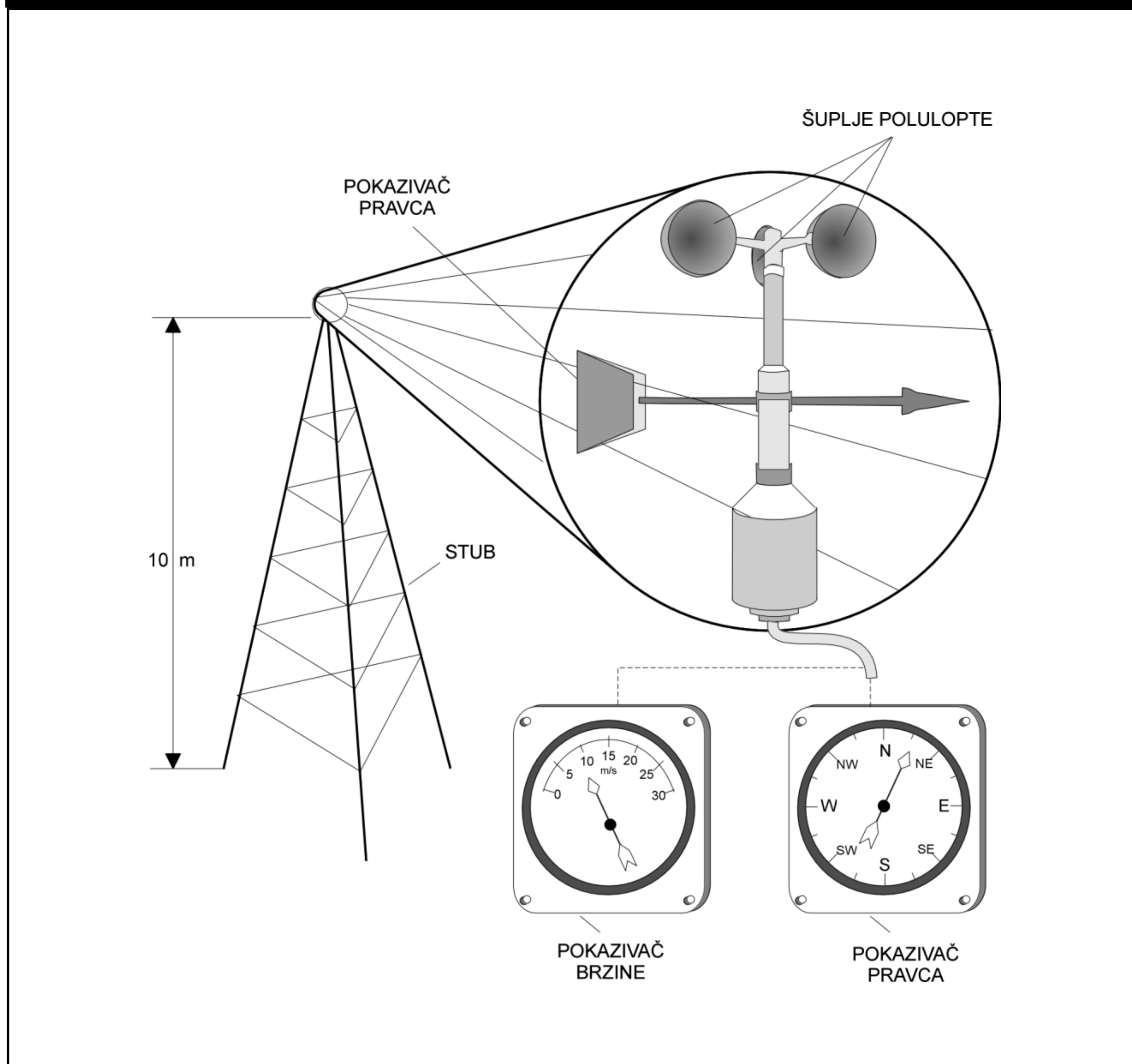
1. **Trenutni pravac** i **trenutna brzina** (**trenutni vetar**) su izmerene vrednosti pomenutih veličina u najkrećem vremenskom intervalu u kome merni instrument može da oseti promenu vetra.
2. **Srednji vetar** (**srednji pravac** i **srednja brzina**) se dobija računanjem srednje vrednosti trenutnog vetra preko nekog vremenskog intervala (npr. 10 minuta).
3. **Udar vetra** ili **rafal vetra** postoji samo kada trenutna brzina prevazilazi srednju brzinu za 10 kt (5 m/s) ili više.
4. **Varijabilan pravac** se javlja kada se ekstremni trenutni pravci razlikuju 60 ^{0} i više, a srednja brzina je veća od 3 kt.
5. **Promenjiv** (**varijabilan**) **vetar** postoji kada je brzina manja od 3 kt.
6. **Tišina** je stanje atmosfere bez vetra.

OSMATRANJE VETRA

Svakako da pored pritiska i temperature, vetar spada u najvažnije meteorološke veličine. Za njegovo tačno merenje koriste se veoma složeni tehnički uređaji; **anemometri**, ako samo pokazuju trenutne vrednosti pravca i brzine, i/ili **anemografi**, koji automatski i stalno beleže izmerene vrednosti vetra. Pomenuti instrumenti se uglavnom koristi za osmatranje **prizemnog vetra**, tako što se njihovi merni delovi smeštaju na specijalne nosače (stubove) na visini 10 m od tla, Slika 4.3. Više detalja o ovom instrumentu ovde se neće davati, jer to ne dozvoljava njegova izuzetna tehnička složenost.

Radiosondažnim merenjem se još uvek dobijaju najtačniji operativni podaci o **vetru na visini** (**visinski vetar**). No, i pored toga, vetar se na visini osmatra još; praćenjem slobodnih balona (**pilot baloni**), upotrebom Doplerovog radara, avionskih navigacionih sistema i satelita.

Slika 4.3



Često korišćen sistem za osmatranje prizemnog vetra. Brzina se meri na vrhu stuba registrovanjem broja obrtaja osovine na koju su popreko postavljene šuplje polulopte koje pokreće vetar. Ispod njih se nalazi deo za merenje pravca vetra putem određivanja položaja pokazivača pravca koji se postavlja prema vetru. Izmerene vrednosti se prenose električnim putem do pokazivača brzine i pravca.

Odeljak B

UZROK VETRA

U ovom odeljku potrebno je dati odgovor na pitanje:

- "*Šta dovodi do stvaranja vetra*?"

Koncizan odgovor na ovo pitanje nalazi se u **principima Njutnove** (*Newton*) **mehanike**. Kao što je poznato, ovi principi sumiraju celokupno iskustvo o uslovima kretanja tela (vazduha) i uzrocima koji izazivaju kretanje. Oni će za ovu priliku biti navedeni u dva stava.

1. Svaki delić vazduha ostaje u stanju mirovanja ili ravnomernog pravolinijskog kretanja dokle god pod dejstvom neke sile ne bude prinuđen da promeni to svoje stanje.
2. Promena količine kretanja je srazmerna sili koja deluje na delić vazduha i vrši se u pravcu sile.

Ovim principima je u potpunosti određen pojam **sile**, koji u matematičkom obliku glasi

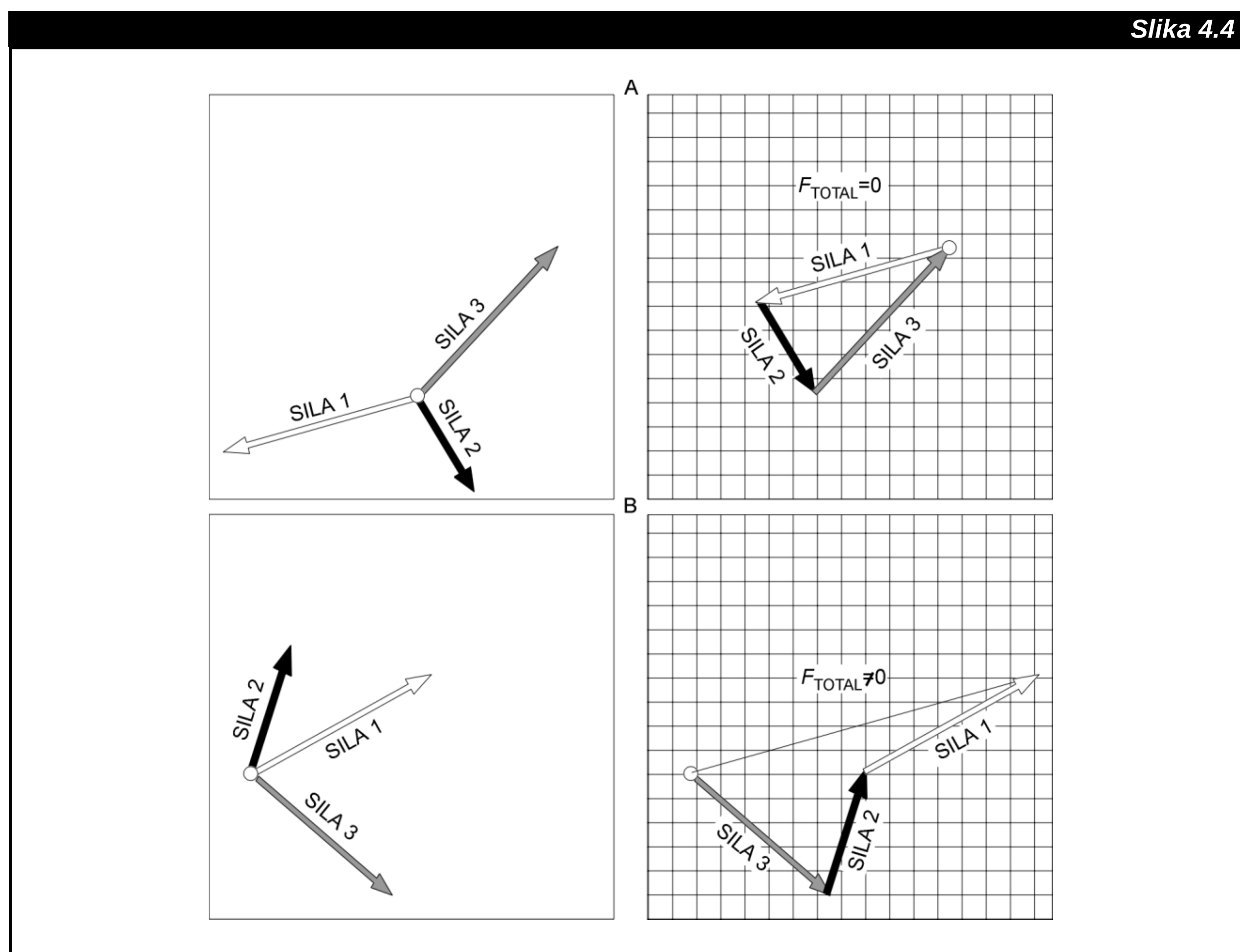
$F = m \times a,$

gde je F intenzitet/veličina/jačina sile koja deluje na vazduh mase m, dok je a **ubrzanje**, odnosno veličina koja govori koliko se u jedinici vremena menja brzina vazduha u pravcu delovanja sile. Takođe, saznajemo da je sila vektorska veličina.

Ukoliko na vazduh deluje više sila istovremeno važe poznata **paralelogram pravila** za dobijanje rezultantne sile. Za demonstraciju ovog pravila posmatrajmo Sliku 4.4. Ona prikazuje dejstvo tri sile na delić vazduha u horizontalnom pravcu u slučajevima kada je njihovo dejstvo:

- uravnoteženo (slučaj A), rezultantna sila je jednaka nuli i
- neuravnoteženo (slučaj B), rezultantna sila je različita od nule.

Slika 4.4



Na levoj strani su prikazana dva delića vazduha pod uticajem tri sile. Svaka od sila je prikazana u vektorskom obliku upotrebom strelice. Dužina strelice određuje jačinu sile, dok pravac i smer strelica određuje pravac, odnosno smer dejstva sila. Na desnoj strani su korišćenjem paralelogram pravila sile složene za dobijanje rezultantne sile. U slučaju A *rezultantna sila* (F_{TOTAL}) *je jednaka nuli, dok je u slučaju* B *različita od nule.*

Uvažavajući prethodno stečene informacije o sili, naše pitanje: "*Šta dovodi do stvaranja vetra*?", sada bi trebalo da se rastavi na dva pitanja:

- "*Koje sile deluju na vazduh*?" i
- "*Šta uzrokuje nastanak tih sila*?".

Sile koje koje direktno doprinose stvaranju vetra su:

1. Gradijentna sila pritiska,
2. Koriolisova (*Coriolis*) sila ili sila devijacije,
3. Sila trenja i
4. Centifugalna sila.

U nastavku ovog odeljka biće podrobno objašnjeni uzroci i daće se opisi prethodno pobrojanih sila prema naznačenom redosledu, kako bi se dao odgovor i na drugo pitanje. Sve to će nam omogućiti da na kraju ovog odeljka, uz uzimanje u obzir i postojanja gravitacione sile, čije smo delovanje upoznali u odeljku o pritisku, steknemo pun pregled o svim izvornim silama koje deluju u atmosferi.

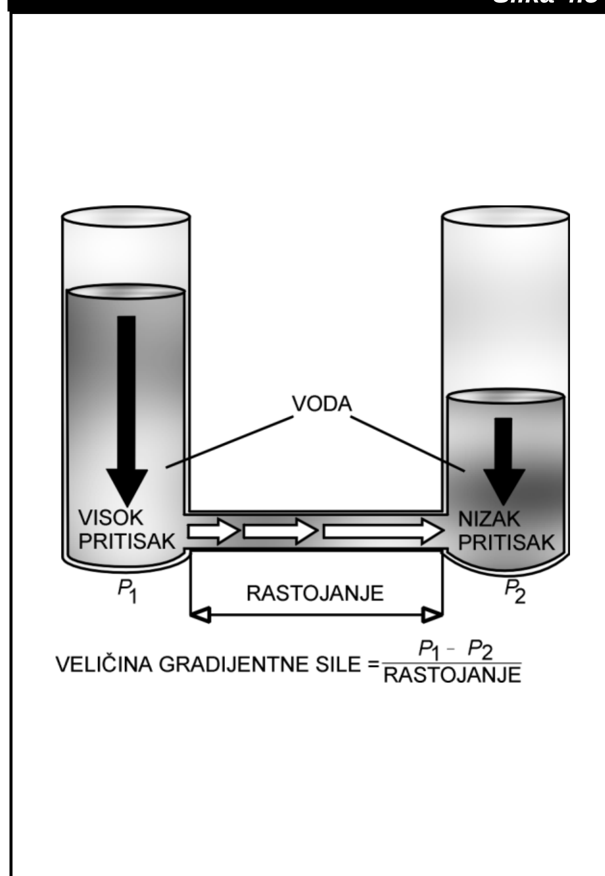
GRADIJENTNA SILA PRITISKA

Koncept "gradijenta" je bio prethodno uveden u vezi posmatranja raspodele temperature i pritiska. Podsetimo se, gradijent pritiska je uveden kao veličina koja daje razliku u pritisku između dve tačke podeljenu rastojanjem između tačaka. Međutim, posmatrano strogo matematički **gradijent pritiska** je vektorska veličina koja, slično vetru, ima pravac postavljen duž najbrže promene pritiska a smer ka smanjenju pritiska, dok mu je intenzitet jednak promeni pritiska na zadatom (jediničnom) rastojanju. Uočimo, kako prvobitna definicija gradijenta pritiska predstavlja samo intenzitet komponente vektora gradijenta pritiska u željenom pravcu.

Veza između gradijentna pritiska i kretanja vazduha se jasno vidi ako se ima u vidu da se vazduh uvek nalazi pod nekim pritiskom. Na primer, u normalno napumpanoj automobilskoj gumi pritisak je uvek veći unutra, nego što je to spolja. Tako, postoji razlika u pritisku sa jedne i druge strane gume. Na rastojanju koje je jednako debljini zida gume postoji gradijent pritiska. Što je guma više napumpana gradijent je veći. Ako se guma probuši, vazduh iz gume počinje da struji (kreće se nekim ubrzanjem) napolje. Istovremeno, što je gradijent preko zida gume veći, strujanje (ubrzanje) vazduha će biti veće. Strujanje će prestati kada se pritisci sa jedne i druge strane gume izjednače, odnosno, kada gradijent pritiska postane jednak nuli. Sila koja dovodi do kretanja vazduha usled postojanja gradijenta pritiska naziva se **gradijentna sila pritiska** (**gradijentna sila**). Može se uočiti da su položaji vektora gradijenta pritiska i vektor gradijentne sile podudarni.

Takođe, kao očigledan primer za stvaranje ove sile može nam poslužiti i neki drugi fluid (voda), kao što se vidi na Slici 4.5.

Slika 4.5



Gradijent pritiska postoji u cevi koja spaja dva rezervoara iste geometrije, jer razlika u visini (težini) vode u sudovima stvara različite pritiske. To dovodi do kretanja vode kroz cev iz levog u desni rezervoar. Ovo kretanje je posledica delovanja gradijentne sile pritiska.

Na sličan način se u atmosferi daje ubrzanje delićima vazduha od mesta visokog ka mestima niskog pritiska. Tada se kaže da deluje gradijentna sila pritiska. Pošto je vetar po definiciji samo horizontalno kretanje vazduha, stvoreno samo od sile koje deluju horizontalno, dovoljno je posmatrati samo **horizontalnu komponentu gradijentne sile pritiska** (**horizontalna gradijentna sila**). Sada, stvarno vidimo da sila uvedena u Glavi 3, Odeljak A, pod nazivom "sila nastala opadanjem pritiska povećanjem visine" je **vertikalna komponenta gradijentne sile pritiska** (**vertikalna gradijentna sila**). Međutim, pošto će tokom trajanja ove glave uvek važiti hidrostatička ravnoteža, delovanje vertikalne gradijentne sile se ovde neće razmatrati.

UZROCI GRADIJENTNE SILE

Horizontalna gradijenta sila je koreniti (inicijalni) uzrok vetra, dok Koriolisova sila, sila trenja i centrifugalna sila zahtevaju postojanje kretanja pre nego što počnu da deluju. Pošto je gradijentna sila suštinska za kretanje vazduha, važno je znati kako ona nastaje.

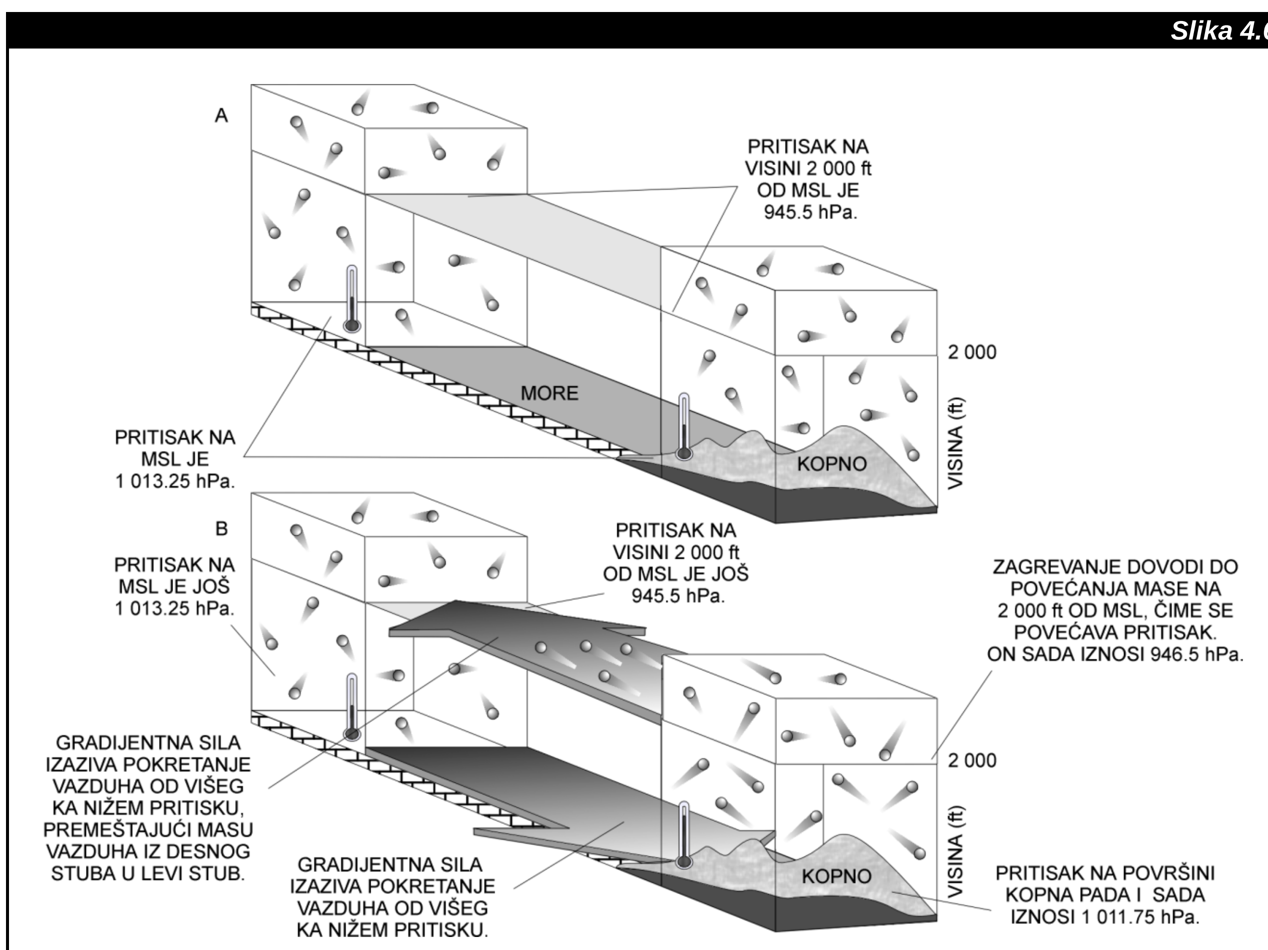
Parče obale je prikazano na Slici 4.6 u dve skice. Skica A daje prizemno stanje atmosfere jednog mirnog jutra neposredno pre izlaska Sunca kada je temperatura kopna jednaka temperaturi mora. Na bilo kojoj visini od MSL iznad kopna i iznad mora pritisak je isti. U toj situaciji ne postoji horizontalni gradijent pritiska, odnosno, nema kretanja vazduha preko obale od kopna prema moru ili obrnuto. Podizanjem Sunca počinje grejanje tla. Tom prilikom temperatura kopna brže raste od temperature mora, jer kopno ima manji toplotni kapacitet u poređenju sa vodom. Tako, zbog različitog zagrevanja vazduh iznad kopna postaje topliji nego iznad mora, što dovodi do stvarana horizontalnog gradijenta temperature.

Toplije kopno zagreva okolni (gornji) vazduh provođenjem i konvekcijom. Rezultat toga je da stub vazduha iznad kopna postaje ređi, zbog čega se podiže. Time se masa vazduha iznad kopna proširila na viši nivo, nego što se ekvivalentna masa proširila u hladnijem stubu vazduha iznad mora. Sve ovo stvara mnogo brže opadanje pritiska porastom visine u hladnom, nego u toplom vazduhu. Zbog toga se na visini (2 000 ft) uspostavlja takav horizontalni gradijent pritiska koji topliji vazduh iznad kopna počinje da pokreće ka nižem pritisku iznad mora (gornja strela), kao što se vidi na skici B Slike 4.6.

Dalje, čim je masa u toplijem stubu krenula u gornje delove, težina tog stuba (merena pri tlu) se smanjila, a površinski pritisak iznad kopna je počeo da pada. To je stvorilo drugi horizontalni gradijent pritiska između vazdušnih stubova pri tlu, tako da hladniji vazduh iznad mora počinje da se kreće ka nižem pritisku iznad kopna (donja strela).

Prethodnim razmatranjem je dobijen interesantan i koristan rezultat. Jednostavnim stvaranjem temperaturne razlike između dve lokacije, gde je vazduh u početku mirovao, dolazi do kretanja vazduha u istom pravcu i suprotnim smerovima na visini i u prizemlju.

Slika 4.6

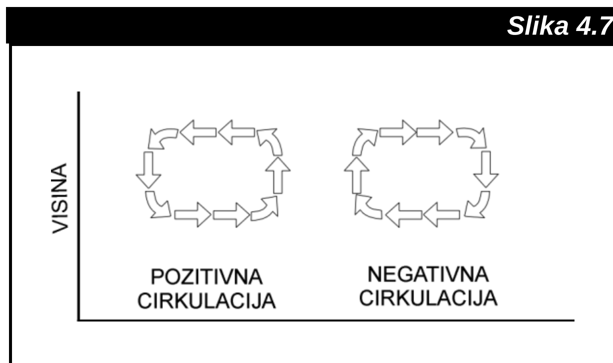


Kretanje vazduha usled nastanka gradijenta pritiska zbog različitog zagrevanja vazduha. Obe skice prikazuju trodimenzionalni pogled kroz atmosferu poprečno na obalu. Gornja skica prikazuje slučaj kada je temperatura kopna i mora ista. Donja skica prikazuje rezultat nejednakog zagrevanja.

TERMIČKA CIRKULACIJA

Generalno, kretanje vazduha u ravni (u dve dimenzije) čije su strujnice (putanje) zatvorene linije (u idealnom slučaju koncentrični krugovi) naziva se **cirkulacija**. Ona može biti; **pozitivna cirkulacija**, kada se vazduh kreće u smeru suprotnom od kretanja kazaljke na satu ili **negativna cirkulacija**, kada je kretanje vazduha u smeru kretanja kazaljke na satu, Slika 4.7.

Slika 4.7



Idealizovan prikaz pozitivne i negativne cirkulacije.

Saglasno prethodnoj definiciji, kretanje vazduha izazvano različitim zagrevanjem naziva se **termička cirkulacija**. Ona se pretežno odvija u vertikalnoj ravni. Kao što vidimo svaka termička cirkulacija se može razložiti na horizontalne i vertikalne struje.

1. Horizontalno strujanje se sastoje od dve grane;
   - donje, poznate kao **osnovna struja** i
   - gornje, poznate kao **povratna struja**.
2. Vertikalno strujanje se, takođe, sastoje od dva dela;
   - **nispone struje**, usmerene nadole i
   - **uspone struje**, usmerene nagore.

Primer termičke cirkulacije prikazan na Slici 4.6 poznat je kao **vetar s mora** (vidi Glavu 10, Odeljak A). U imenu se pominje izvor donje grane strujanja; vetar duva od mora ka kopnu. Takođe, postoji analogna termička cirkulacija u kojoj vetar duva od kopna ka moru. Takva cirkulacija se naziva **vetar s kopna** (vidi Glavu 10, Odeljak A). Sličnim razmatranjima se definišu vetrovi uz i niz planinu (planinski i dolinski vetrovi) o čemu će više detalja biti dato takođe u Glavi 10.

Termičke cirkulacije opisanog i pomenutog tipa javljaju se na razmerama čija su rastojanja od nekoloko desetina do oko stotinak kilometara. Na većim razmerama, takođe, postoje cirkulacije koje imaju svoje korene u različitom solarnom zagrevanju. Međutim, toplije i hladnije mase vazduha stvorene na ovaj način se često prenose veoma daleko od svojih izvora. U takvim slučajevima se u razmatranje moraju uzeti u obzir i efekti koje na cirkulaciju ima rotacija Zemlje. Kao što se može očekivati, dobijeni rezultati će biti mnogo kompleksniji, ali potpuno razumljivi, ako se primene principi Njutnove mehanike.

KORIOLISOVA SILA

Koriolisova sila nastaje kao posledica delovanja rotacije Zemlje na delić vazduh (tela) koje se kreće u odnosu na površinu Zemlje (**relativno kretanje**). Ona je dobila naziv prema naučniku (*Gaspard Coriolis*) koji je tokom devetnaestog veka dao opštu definiciju ove sile.

Kao što smo videli, obim Zemlje na Ekvatoru iznosi oko 40 000 km. Pošto se Zemlja obrne oko svoje ose za oko 24 sata, može se lako izračunati da je brzina kretanja neke tačke na Ekvatoru 1666.7 km/h. Za isto vreme tačke na polovima miruju. Tako, brzina perifernih tačaka na Zemlji zavisi od geografske širine. Zbog toga se u kretanju vazduha, pa i ostalih tela, pojavljuju određene deformacije. Ove deformacije se pripisuju delovanju Koriolisove sile.

OBRTNA TABLA

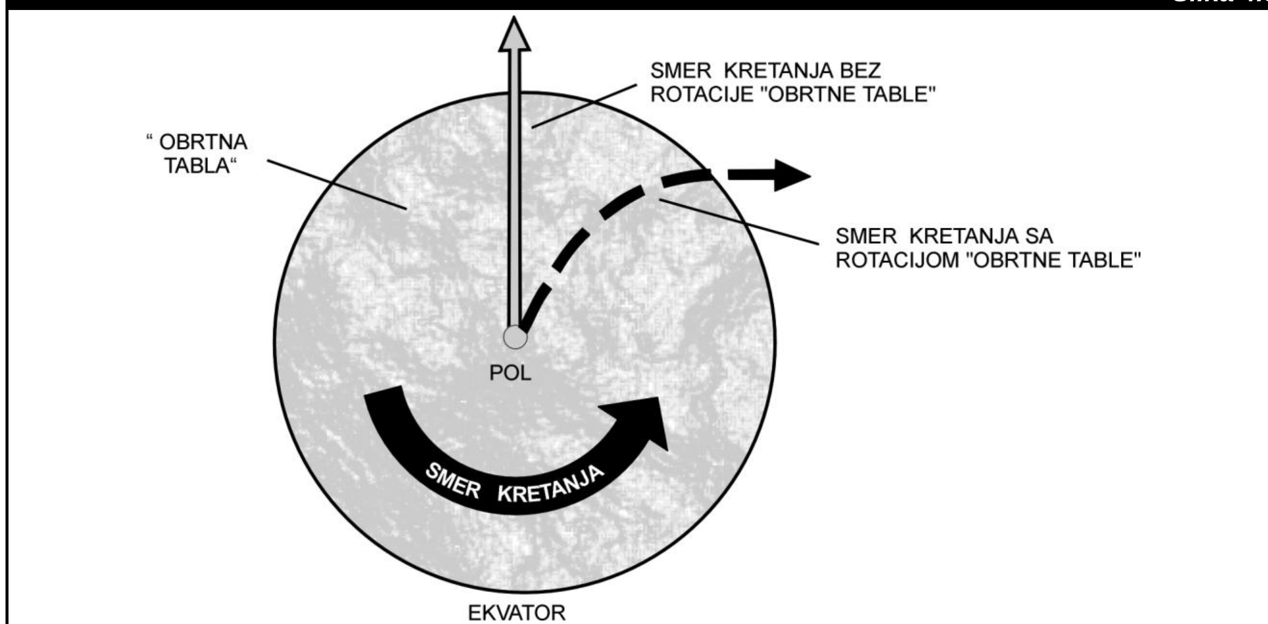
Kakvu deformaciju u relativnom kretanju vazduha u odnosu na rotaciju Zemlje izaziva postojanje različitih perifernih brzina, lepo može ilustrovati eksperiment sa **obrtnom tablom**, Slika 4.8.

Za trenutak pretpostavimo da se Zemlja može aproksimirati tablom kružnog oblika čija ivica predstavlja Ekvator, a centar pol. Pokušajmo sada, na primer, da pređemo najkraći put između pola i Ekvatora. U prvom slučaju učinimo to dok tabla miruje. Neka se taj put nalazi u pravcu i smeru pune strelice na Slici 4.8. U drugom slučaju učinimo isto, ali sada neka tabla rotira oko pola u smeru suprotnom od kretanja kazaljke na satu (kao Zemlja). Iako smo se, kao i u prvom slučaju, trudili da najkraćim (pravolinijskim) putem dođemo do Ekvatora, naša putanja je postala zakrivljena, kao što to pokazuje isprekidana strelica na Slici 4.8.

Eksperimentom se još može ustanoviti da zakrivljenost isprekidane linije raste, kako usled porasta brzine obtanja table, tako i usled porasta brzine kretanja tela na tabli. Takođe, može se ustanoviti da suprotna rotacija stvara suprotnu zakrivljenost putanje u slučaju istog smera kretanja. Već je postalo jasno da se promenom smera kretanja po tabli, pri nepromenjenom smeru rotacije, menja i smer zakrivljenja.

Uočene deformacije u kretanju po obrtnoj tabli u slučaju njene rotacije izaziva Koriolisova sila. Ona se često zbog toga još naziva i **sila devijacije**. Dejstvo ove sile se još može shvatiti i kao deformacija u kretanju tela koji prolazi preko različitih zona perifernih brzina. Tako, ako se kao u našem slučaju telo kreće smerovima Ekvator-pol ili pol-Ekvator, postoji povlačenje u desnu stranu u odnosu na smer vektora brzine. Povlačenje u suprotnu stranu se javlja u slučaju obrnute rotacije table.

Slika 4.8



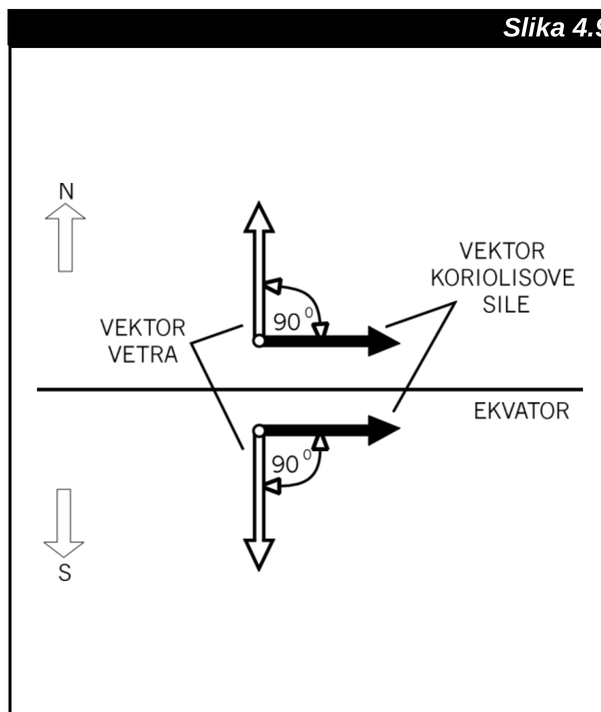
Obrtna tabla u slučaju rotacije proizvodi isti tip deformacije u putanji kretanja tela kao i rotacija Zemlje. Deformacije se javljaju zbog zavisnosti perifernih brzina od poluprečnika obrtanja tela čijim se povećanjem brzina povećava.

OSOBINE KORIOLISOVE SILE

Delovanje Koriolisove sile na Zemlji se dešava po istim principima kao i kod obrtne table. Međutim, zbog Zemljine složenije geometrije ovo delovanje je nešto složenije. Jako je važno da se znanja o Koriolisovoj sili pravilno primene na zbivanja u stvarnoj atmosferi. Zato ćemo sva naša dosadašnja znanja o ovoj sili sistematizovati u vidu nekoliko pravila. Njima će biti pridodate još neke važne činjenice, koje nisu mogle da se uoče tokom eksperimenta sa obrtnom tablom. Ove činjenice se mogu formulisati kroz sledeća pravila.

1. Koriolisova sila deluje samo na tela u pokretu. Na tela koja miruju ova sila ne deluje.
2. Koriolosova sila je upravo proporcionalna brzini tela. Ona linearno jača porastom brzine. Važi i obrnuto.
3. Intenzitet Koriolosove sile raste sa $\sin(\varphi)$, gde je φ geografska širina. Znači, porastom geografske širine njen intenzitet raste. Tako, Koriolisova sila na;
   - Ekvatoru je jednaka nuli $\left(\varphi = 0^0, \sin\left(0^0\right) = 0\right)$,
   - Severnom polu i Južnom polu je najveća $\left(\varphi = 90^0, \sin\left(90^0\right) = 1\right)$, dok, na primer,
   - severno i južno od Ekvatora na geografskim širinama $\left(\varphi = 30^0, \sin\left(30^0\right) = 1/2\right)$ ima polovinu vrednosti sa polova.
4. Kao što pokazuje Slika 4.9 vektor Koriolisove sile je uvek normalan na vektor vetra, pa;
   - na Severnoj hemisferi deluje desno od smera kretanja, a
   - na Južnoj hemisferi deluje levo od smera kretanja.

Slika 4.9



Delovanje vektora Koriolisove sile u odnosu na vektor vetra na Severnoj i Južnoj polulopti Zemlje.

Koriolisova sila ima značaja i u navigaciji. Slično, kao što se za termičku cirkulaciju velikih razmera mora uzeti u obzir i rotacija Zemlje, tako se u navigaciji za kretanja preko velikih rastojanja zahteva korekcija zbog uticaja Koriolisove sile. Tada putanja aviona mora biti korigovana nalevo na Severnoj hemisferi, odnosno nadesno na Južnoj hemisferi.

SILA TRENJA

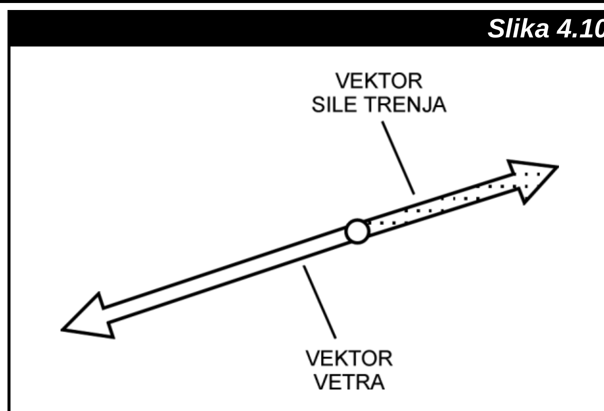
Prema opštoj definiciji **sila trenja** predstavlja otpor relativnom kretanju dva tela kada se dodiruju. Tako, sila trenja u atmosferi može da se javlja kao:

- **površinsko (spoljašnje) trenje** nastalo usled dodira krećućeg vazduha i tla, ili
- **unutrašnje (viskozno) trenje** nastalo usled relativnog pomeranja jednih delića (slojeva) vazduha u odnosu na druge.

Prilikom kretanja prizemni vazduh nailazi na razne prepreke. Dolazeći sa njima u dodir predaje tlu deo svoje kinetičke energije. Tako se kinetička energija vazduha pretvara u kinetičku energiju predmeta na zemljinoj površini ili u toplotnu energiju tla i vazduha. Sva ova pretvaranja su u vezi sa silom površinskog trenja. Prvi značajan faktor određenja sile trenja jeste brzina kretanja vazduha. Ustanovljeno je da sila površinskog trenja postoji samo kada se vazduh kreće. Intenzitet ove sile raste usled porasta brzine vazduha. Pošto je delovanje trenja uvek usporavajuće, pretpostavka o dejstvu ove sile u istom pravcu i suprotnom smeru od vektora vetra izgleda dosta realistična, Slika 4.10.

Hrapavost podloge je drugi značajan faktor koji određuje silu površinskog trenja. Tako, što je podloga hrapavija sila trenja se pojačava. Na primer, ova sila je veća iznad planinskih masiva nego iznad okeanskih (morskih) površina. Sila površinskog trenja opada porastom visine, tim brže što je zemljina podloga ravnija. Istovremeno, sloj atmosfere u kome se oseća njeno delovanje neuporedivo je deblji iznad planinskih masiva (npr. 6 500 - 10 000 ft), nego iznad okeana (npr. 160 - 350 ft). U meteorologiji je sloj atmosfere u kome se oseća uticaj sile spoljašnjeg trenja poznat pod nazivom **sloj trenja**, dok se atmosfera u kojoj sila trenja nema uticaja naziva **slobodna atmosfera**, Slika 4.11.

Slika 4.10

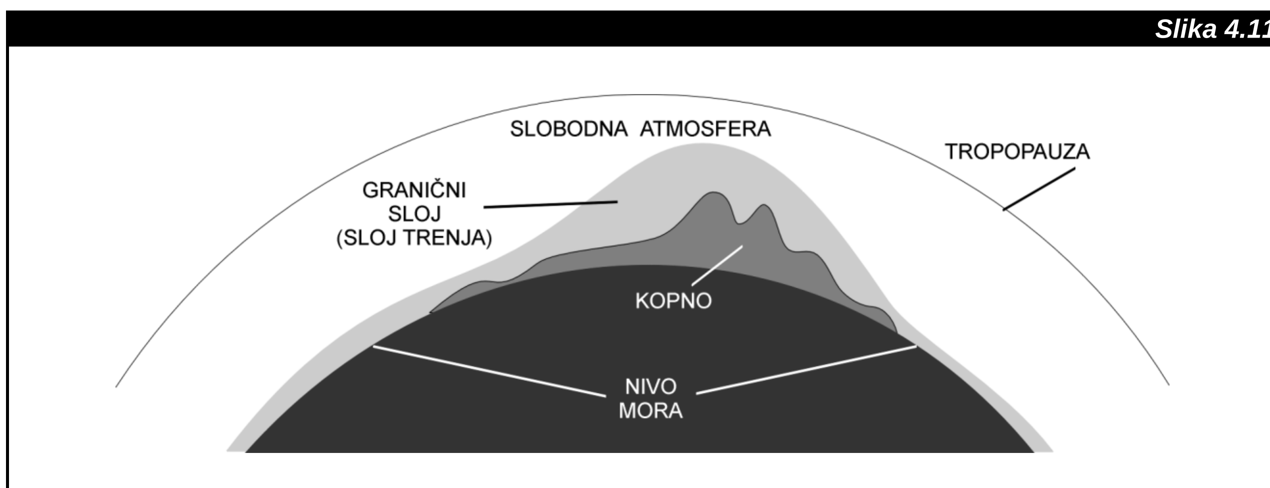


Položaj vektora sile površinskog trenja u odnosu na vektor vetra.

Smatra se da sila unutrašnjeg trenja dolazi od toplotnog kretanja molekula vazduha; kako zbog sudara čestica iz slojeva vazduha različitih brzina, tako i u prelazu čestica iz jednog sloja u drugi. Tom prilikom se javljaju sile koje imaju za posledicu ubrzanje kretanja jednih čestica/slojeva i usporenje kretanja drugih čestica/slojeva vazduha. Povećanjem temperature povećava se toplotno kretanje čestica vazduha, što izaziva povećanje unutrašnjeg trenja. Kao što znamo, atmosfera od podloge prima najveći deo toplote i prizemni sloj atmosfere je najzagrejaniji. Zbog toga je u ovom sloju unutrašnja sila trenja vazduha veća nego u višim slojevima atmosfere.

Pored sila trenja, u prizemnom sloju atmosfere prisutni su i procesi intenzivnog transporta toplote, vodene pare, jezgara kondenzacije, raznih polutanata, itd. Pošto ovakvi procesi direktno ili indirektno imaju uzroke u interakciji između tla i atmosfere nazivaju se **prizemni procesi**. Sloj troposfere u kome se dešavaju prizemni procesi naziva se **granični sloj**, Slika 4.11. Za potrebe diskusija koje će se voditi u ovoj knjizi, smatraćemo da su granični sloj i sloj trenja podudarni. U takvom kontekstu će se pod slobodnom atmosferom smatrati i delovi atmosfere u kojima nema prizemnih procesa.

Slika 4.11

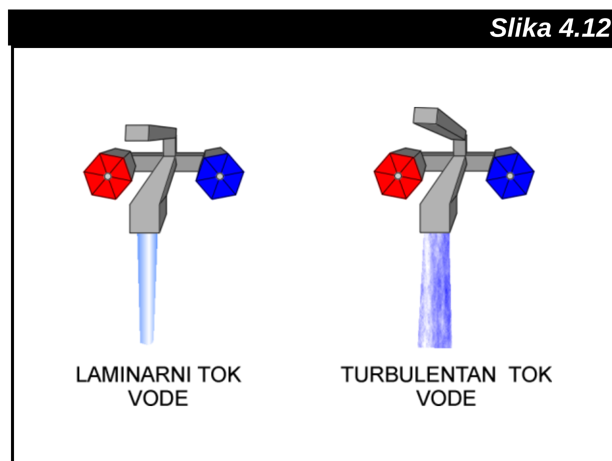


Vertikalni presek kroz atmosferu, sloj trenja (granični sloj) i slobodnu atmosferu.

TURBULENCIJA

Pre davanja nekih generalnih definicija, pokušajmo da uočimo dva bitno različita tipa strujanja fluida (vazduha). Učinimo to jednostavnim eksperimentom na sledeći način. Dozvolimo da voda ističe kroz vodovodnu slavinu, Slika 4.12.

Slika 4.12



Laminarni i turbulentni način isticanja vode iz slavine.

Ako smo tako otvorili slavinu, da je kretanje/isticanje vode dovoljno sporo u vidu mirnog providnog mlaza skoro nepromenjenog oblika, kaže se da je to **laminarno kretanje**. Suprotno, ako smo daljim otvaranjem slavine povećali preko određene granice brzinu kretanja/isticanja vode, dolazi do promene karaktera kretanja. Mlaz vode postaje neprovidan i vrlo nemiran zbog permanentne promene oblika. Za ovakvo isticanje se kaže da je **turbulentno kretanja**.

Saglasno prethodnom eksperimentu u vazduhu se može identifikovati

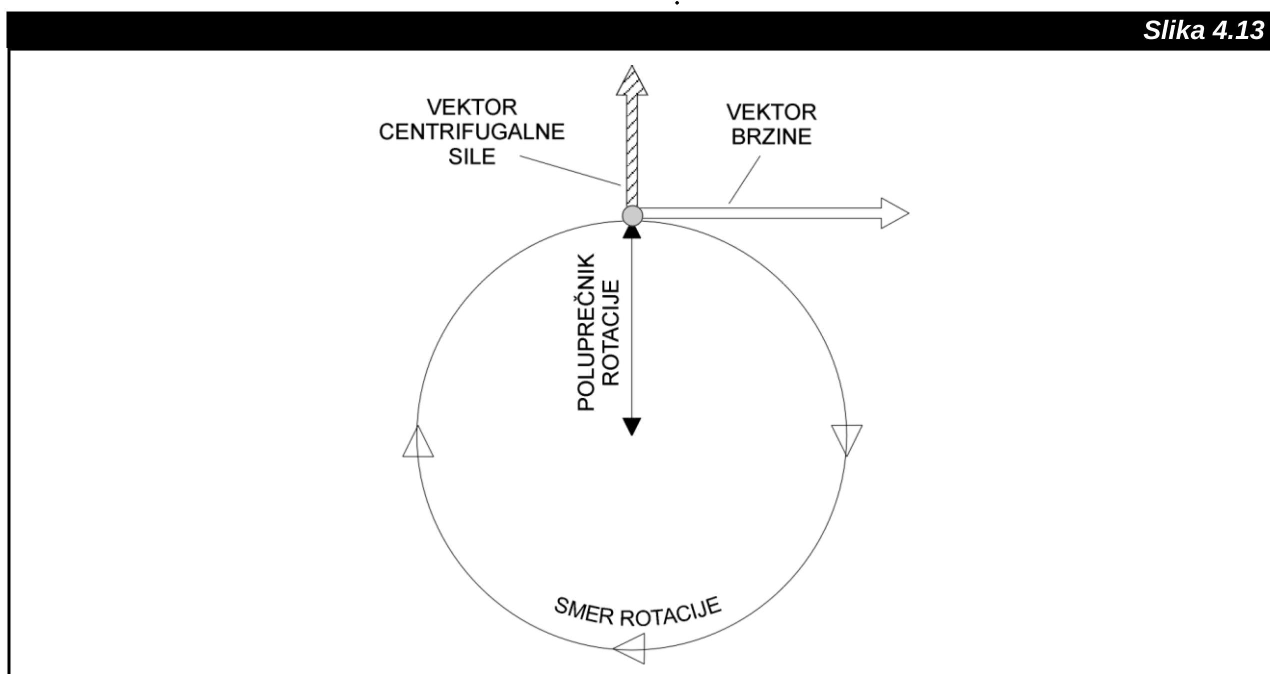
- **turbulentno kretanje vazduha** (**turbulencija**) ili neuređeno/haotično kretanje vazduha u kome postoje velike fluktuacije u brzinama delića vazduha i
- **laminarno kretanje vazduha** ili uređeno kretanje gde se delići vazduha kreću približno istim brzinama.

Važni izazivači turbulencije su sile trenja. Ubuduće ćemo turbulenciju nastalu zbog mehaničkih razloga, delovanjem površinskog trenja nazivati **mehanička turbulencija**. Istovremeno, turbulenciju nastalu usled postojanja velike razlike u temperaturi zvaćemo **termička turbulencija**. Ponuđena klasifikacija turbulencije nije konačna. Ona je za ovu priliku iznuđena da bi se lakše pratila dalja izlaganja. Mnogo više detalja o turbulenciji, pre svega kao opasnoj vremenskoj pojavi, biće dato u Delu III.

CENTRIFUGALNA SILA

Centrifugalna sila se javlja kao posledica krivolinijskog kretanja delića vazduha. Ona zavisi od brzine tela i poluprečnika kruga rotacije. Centrifugalna sila raste, kako povećanjem kvadrata brzine, tako i smanjenjem poluprečnika kruga rotacije. Deluje u radijalnom pravcu, a usmerena je od centra rotacije. Tako, kada se u atmosferi pojavljuje krivolinijsko kretanje vazduha mora se uzeti u obzir delovanje centrifugalne sile, Slika 4.13.

Slika 4.13



Šematski prikaz centrifugalne sile prilikom kružnog kretanja.

Odeljak C

MODELI VETRA

Vetar je uvek posledica dejstva istih sila. Međutim, one tokom delovanja menjaju međusobni odnos, čime daju vrlo promenjive doprinose ukupnom kretanju vazduha. Međutim, od svih odnosa ovih sila, neki odnosi su dominantniji od drugih. Kretanja koja nastaju iz dominantnih odnosa sila nazivaće se **modeli vetra**.

GEOSTROFSKI VETAR

Kad su razmere atmosferskih kretanja dovojno velike, gradijenta sila pritiska i Koriolisova sila teže da uspostave međusobnu ravnotežu (balans). To znači, da kada se vazduh kreće preko rastojanja od stotinu i/ili više kilometara, Koriolisova sila i gradijenta sila pritiska teže da se izjednače po intenzitetu, dejstvujući u istom pravcu, ali u suprotnim smerovima. Proces koji dovodi do uspostavljanja ove ravnoteže poznat je kao **geostrofsko podešavanje**. Uspostavljena ravnoteža se naziva **geostrofska ravnoteža (balans)**, dok se ovako uspostavljeno kretanje vazduha zove **model geostrofskog vetra** ili **geostrofski vetar**. Ovo objašnjene za vetar se može smatrati dobrom aproksimacijom za razumevanje osobina (stvarnog) vetra u slobodnoj atmosferi velikih razmera, pošto (stvarni) vetar skoro uvek duva u uslovima približne geostrofske ravnoteže. Inače, geostrofski vetar je jednak stvarnom vetru samo kada je geostrofski balans uspostavljen.

Radi objašnjenja procesa geostrofskog podešavanja zamislimo sledeći idealizovan primer. Neka na nekom mesti na Severnoj polulopti dolazi do pada pritiska. Zbog delovanja horizontalne gradijentne sile delići vazduha će dobijati ubrzanje i počeće da se kreću prema mestu nižeg pritiska. Istovremeno, počeće delovanje Koriolisove sile u desnu stranu, tako da krećući delići neće uspeti da ostvare započeto kretanje prema mestu nižeg pritiska. Kao što znamo, što je brže kretanje vazduha, to je jače skretanje udesno. Kada pravac kretanja postane normalan na pravac horizontalne gradijentne sile prestaće ubrzanje pod dejstvom gradijentne sile i prestaće porast Koriolisove sile. U tom trenutku došlo je do uspostavljanja geostrofske ravnoteže. Tako, geostrofski balans se može desiti samo kada vetar već duva.

Važno je znati da su u atmosferi uz proces geostrofskog podešavanja, istovremeno prisutni i procesi koji sprečavaju uspostavljanje geostrofske ravnoteže, ili je narušavaju, ako je ona već uspostavljena. Na primer, u takve procese spadaju termička konvekcija i turbulencija nastala delovanjem sile površinskog trenja.

Kao što se zna, Koriolisova sila zavisi od brzine vetra i geografske širine. Teoretski posmatrano geostrofskog vetra sigurno nema samo na Ekvatoru, jer tamo ne može da se pojavi Koriolisova sila. Međutim, u praksi se smatra da u pojasu 15 ^{0} severno i južno od Ekvatora ne postoji geostrofski vetar, jer je vrednost Koriolisove sile u ovom pojasu zanemarljivo mala. Na drugoj strani, smanjenje uticaja Koriolisove sile bliže Ekvatoru znači da je za određeni gradijent pritiska vetar jači bliže Ekvatoru, nego bliže polovima. Na primer, za isti gradijent pritiska u slobodnoj atmosferi, brzina vetra u oblasti Sredozemnog mora je veća nego iznad srednje Evrope.

U kakvom su međusobnom položaju vektori vetra, gradijentne sile i Koriolisove sile u polju pritiska u odnosu na neki krećući delić vazduha na Severnoj i Južnoj hemisferi u slučaju kada je uspostavljena geostrofska ravnoteža, šematski je prikazano na Slici 4.14.

Osnovne karakteristike geostrofskog vetra mogu se sumirati u sledećim pravilima.

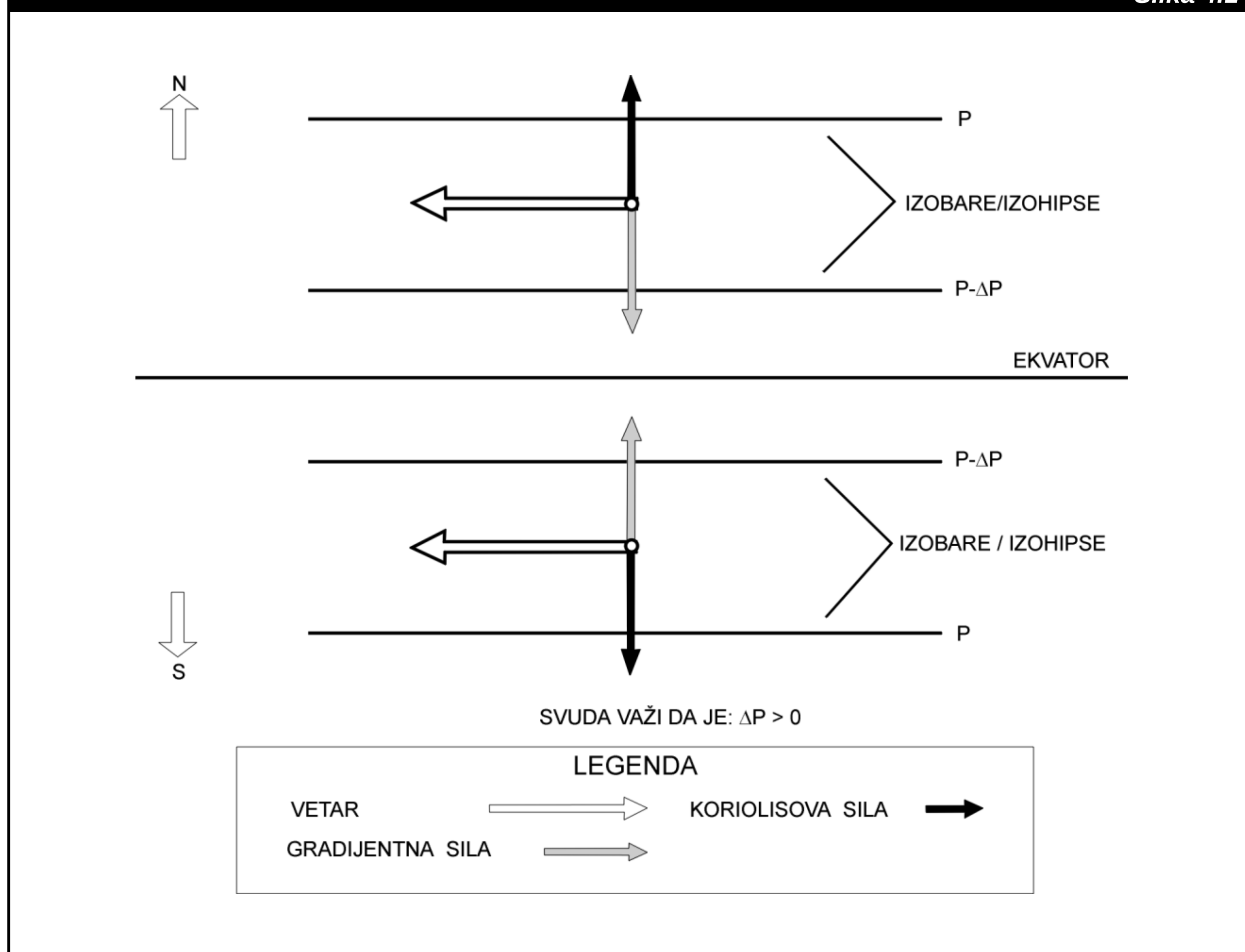
1. Strujanje vazduha (putanja delića) je uvek paralelno izobarama (izohipsama), tako da se na Severnoj hemisferi nizak pritisak nalazi sleva u odnosu na smer vetra, dok je na Južnoj hemisferi nizak pritisak na desnoj strani. Ovo pravilo je u meteorološkoj praksi i literaturi poznato kao Bejs-Balotov (*Buys-Ballot*) zakon: *ako vetar duva u leđa osmatrača, nizak vazdušni pritisak leži sleva na Severnoj hemisferi*. Navedeni zakon je dobio naziv prema jednom od naučnika (vidi Dodatak 4), koji je sredinom prošlog veka otkrio odnos između vetra i atmosferskog pritiska.
2. Brzina vetra se povećava usled povećavanja gradijenta pritiska.
3. Za isti gradijent pritiska u oblastima bližim Ekvatoru brzina vetra je veća nego iznad regiona bližih polovima.

Na kraju, podsetimo se da geostrofski balans ne može biti uspostavljen na razmerama kretanja gde se javljaju vetrovi s mora i kopna, planinski i dolinski vetrovi, grmljavinske nepogode, tornada itd. U takvim slučajevima gradijentna sila pritiska je mnogo veća od Koriolisove sile.

TRANSLACIJA

Može se uočiti da u modelu geostrofskog vetra uslovi za geostrofsku ravnotežu postoje samo u slučaju dok je putanja delića pravolinijska. Takođe, vazduh se svuda kreće jednakom brzinom i po pravcu i po intenzitetu, a putanje koje prelaze delići vazduha su paralelne prave. Takva vrsta strujanja se naziva **translacija**.

Slika 4.14



Pune tanke linije su izobare/izohipse. Strelice različitih šrafura pokazuju pravac, smer i intenzitet delovanja sila na delić vazduha dat u obliku kružića, dok nešrafirana strelica prikazuje vektor vetra. Geostrofski balans je u odnosu na prikazani delić vazduha uspostavljen kada su gradijentna sila pritiska i Koriolisova sila istog intenziteta i pravca, a suprotnog smera. U gornjem delu slike prikazana je situacija na Severnoj polulopti, dok donji deo slike prikazuje situaciju na Južnoj polulopti.

AGEOSTROFSKI VETAR

U stvarnoj atmosferi prethodno opisani model geostrofskog vetra uglavnom ne postoji. Delićima vazduha je svojstveno neuravnoteženo kretanje. Kod ovog kretanja rezultantna sila nije jednaka nuli, pa postoji ubrzanje krećućih delića vazduha. Razlika između stvarnog kretanja vazduha, koje je obično manje ili više neuravnoteženo, i geostrofskog vetra zove se **model ageostrofskog vetra** ili **ageostrofski vetar** ili **geostrofsko odstupanje**. Pošto je geostrofsko odstupanje najčešće relativno malo u odnosu na potencijalni geostrofski vetar, aproksimacija stvarnog vetra geostrofskim vetrom čini se prihvatljivom, jer olakšava posmatranje atmosferskih kretanja, pogotovo za potrebe vazduhoplovstva.

GRADIJENTNI VETAR

Znamo da geostrofski vetar duva u slobodnoj atmosferi samo kada su izobare prave i paralelne. Međutim, mnogo češće izobare nisu prave. One mogu imati zakrivljenost u poljima niskog i visokog atmosferskog pritiska. Kao i u slučaju geostrofske ravnoteže, atmosfera u ovoj situaciji teži da uspostavi ravnotežu između sila koje deluju na krećući delić vazduha. Razlika u odnosu na geostrofsku ravnotežu je u tome, što sada, pored Koriolisove sile i gradijentne sile, postoji još i centrifugalna sila. Ovako uspostavljeno kretanje vazduha naziva se **model gradijentnog vetara** ili **gradijentni vetar**. Slično kao i kod geostrofskog vetra, ponuđeno objašnjene za vetar smatra se veoma dobrom aproksimacijom za razumevanje osobina stvarnog vetra u slobodnoj atmosferi velikih razmera za slučaj krivolinijskih izobara/izohipsi. Inače, gradijentni vetar je jednak stvarnom vetru samo kada je balans između sila uspostavljen.

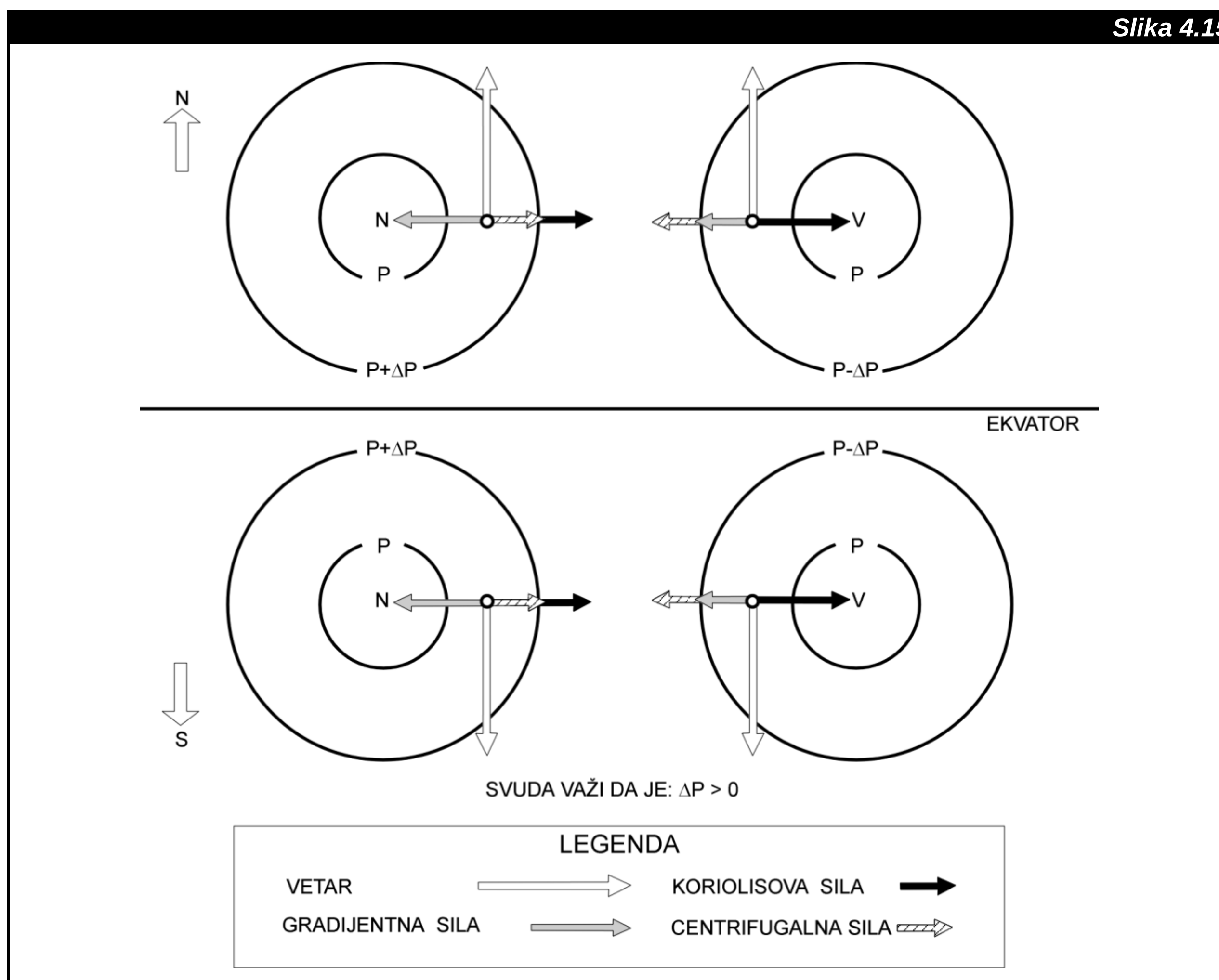
U kakvom su međusobnom položaju vektor vetra, gradijentna, Koriolisova i centrifugalna sila u polju niskog i visokog atmosferskog pritiska u odnosu na neki krećući delić vazduha na Severnoj i Južnoj hemisferi, šematski je prikazano na Slici 4.15.

Može se uočiti da strujanje vazduha u ciklonu i anticiklonu ima osobine pozitivne i negativne cirkulacije, redom. Za razliku od termičke cirkulacije, koja se pretežno događa u vertikalnoj ravni, ovde pomenuti tipovi cirkulacija se dešavaju u horizontalnoj ravni.

U umerenim širinama retko se događa da su izobare dovoljno zakrivljene pa da centrifugalna sila bude od velikog značaja. Zato se u praksi gradijentni vetar aproksimira geostrofskim vetrom, koji se kao što smo videli smatra dovoljno dobrom aproksimacijom za stvarni vetar. U ekstremnim slučajevima, kao što je blizu centra niskog ili visokog pritiska, gde postoji mali radijus zakrivljenosti izobara/izohipsi, mora se uzimati u obzir i dejstvo centrifugalne sile. Istovremeno, smanjenje uticaja Koriolisove sile blizu Ekvatora znači da je, za određeni gradijent pritiska, vetar jači bliže Ekvatoru, nego bliže polovima.

Strujanje vazduha u modelu gradijentnog vetra vrlo je slično onom koje postoji, na primer, u šolji čaja, kada se mešanjem čaj dovede u obrtno kretanje. Na osnovu iskustva znamo da površina čaja zauzme levkast oblik (nizak pritisak u centru šolje), i da kretanje u izvesnom periodu može biti stacionarno (ne menja se tokom vremena). To znači da su sile u ravnoteži. U ovom slučaju približna ravnoteža se ostvaruje samo između gradijentne sile, usmerene prema centru šolje, i centrifugalne sile, postavljene u istom pravcu, ali u suprotnom smeru. Izostanak delovanja Koriolisove sile posledica je malih dimenzija šolje. U našem slučaju njene dimenzije su takve da krećuće čestice čaja, uspostavljenim brzinama, prelaze vrlo mala rastojanja na kojima se delovanje Koriolosove sile može zanemariti. U hipotetičkom slučaju kada bi dimenzije šolje i razmere kretanja u njoj bile, na primer,

Slika 4.15



Pune tanke linije su izobare/izohipse. Strelice različitih šrafura pokazuju pravac, smer i intenzitet delovanja sila na delić vazduha dat u obliku kružića, dok nešrafirana strelica prikazuje vektor vetra. Ravnoteža sila je u odnosu na prikazani delić vazduha uspostavljena u:

- *ciklonu, kada je zbir Koriolisove i centrifugalne sile suprotnog smera a jednakog intenziteta sa gradijentnom silom i*
- *anticiklonu, kada je zbir gradijentne i centrifugalne sile suprotnog smera a jednakog intenziteta sa Koriolisovom silom,*

U gornjem delu slike prikazana je situacija na Severnoj polulopti, dok donji deo slike prikazuje situaciju na Južnoj polulopti.

nekoliko stotina kilometera ili veće, stacionarno kretanje čaja bilo bi identično prethodno opisanom gradijentnom vetru.

Na osnovu svega, karakteristike gradijentnog vetra mogu se sumirati u sledećim pravilima.

1. Kao što se vidi na Slici 4.15 strujanje vazduha je uvek duž izobara/izohipsi. Ono je na Severnoj hemisferi;
   - u ciklonu, suprotno smeru kretanja kazaljke na satu, a
   - u anticiklonu, u smeru kretanja kazaljke na satu.

   Na Južnoj hemisferi strujanje vazduha je obrnuto;
   - u ciklonu je u smeru kretanja kazaljke na satu, a
   - u anticiklonu je u suprotnom smeru od kretanja kazaljke na satu.

   Ova pravila u obliku Bejs-Balotovog zakona glase: a*ko vetar duva u leđa osmatrača, nizak vazdušni pritisak leži sleva na Severnoj hemisferi.*
2. Brzina vetra se povećava usled povećavanja gradijenta pritiska.
3. Za određeni gradijent pritiska u oblastima bližim Ekvatoru brzina vetra je veća nego iznad regiona bližih polovima.

CIKLOSTROFSKI VETAR

U diskusiji iz prošlog odeljka o gradijentnom vetru najavljena je mogućnost kružnog kretanja vazduha u kome bi dejstvo Koriolisove sile bilo zanemareno ili eliminisano. Tako, na primer, u blizini centra rotirajućih oluja; **tornada**, **vodene pijavice**, **prašinske trombe**, itd. (vidi Glavu 9), koje se dešavaju na malim razmerama (od nekoliko metera do nekoliko stotina metara) Koriolisova sila je veoma mala, dok je radijus krugova izobara/izohipsi takođe mali, Slika 4.16.

U ovakvim situacijama do gradijentnog vetra dolazi težnjom da se uspostavi ravnoteža između suprotno delujućih sila; gradijente i centrifugalne. Takvo kretanje se naziva **model ciklostrofskog vetra** ili **ciklostrofski vetar**. Tako, ako se vratimo našoj šolji stacionarno rotirajućeg čaja, sada možemo reći da u njoj postoji kretanje koje je potpuno analogno ciklostrofskom vetru. Lako se uočava da rotirajuće oluje mogu postojati samo kada je u centru oluje smanjen pritisak. Potvrdu ovoga možemo naći u našem iskustu, po kome, bilo kakvim mešanjem čaja njegova se površina ne može dovesti u kupast oblik (visok pritisak u centru šolje).

Za razliku od gradijentnog vetra, koji, na primer, u ciklonu na Severnoj hemisferi duva samo u smeru obrnutom od kretanja kazaljke na satu, ciklostrofski vetar u tornadima, vodenim pijavicama, prašinskim trombama itd., može da rotira u oba smera. U eksperimentu sa čajem, lako možemo ustanoviti da nezavisno od smera obrtnog kretanja površina čaja zauzima uvek samo levkast oblik.

Videli smo da za određeni gradijent pritiska gradijentni vetar mora jače da duva bliže Ekvatoru, nego bliže polovima, jer se dejstvo Koriolisove sile približavanjem Ekvatoru smanjuje. Zbog toga se uz jači vetar, koji duva duž krivih izobara, povećava dominantnost centrifugalne sile u tolikoj meri da se u oblastima blizu Ekvatora javlja vetar koji se najbolje aproksimira ciklostrofskim vetrom. Ovakva kretanja su poznata pod nazivom tropski cikloni. O njima će nešto više reči biti u Delu II.

Slika 4.16





Na fotografijama (prema: Lester F. P., 1995.) su prikazani prašinska tromba (gore) i tornado (dole). Ovakve cirkulacije imaju vetar koji teži ka ciklostrofskoj ravnoteži, jer je Koriolisova sila značajno manja od gradijentne sile, pa je kružno kretanje moguće u oba smera.

VETAR U SLOJU TRENJA

Za vreme strujanja vazduha u sloju trenja, na svaki njegov delić pored gradijentne i Koriolisove sile deluje još i sila površinskog trenja. Uticaj sile trenja na vetar u oblasti gde je strujanje vazduha neubrzano i pravolinijsko i gde su zbog toga izobare paralelne linije može se najbolje videti u grafičkom prikazu **modela vetra u sloju trenja** ili **vetar u sloju trenja** na Slici 4.17.

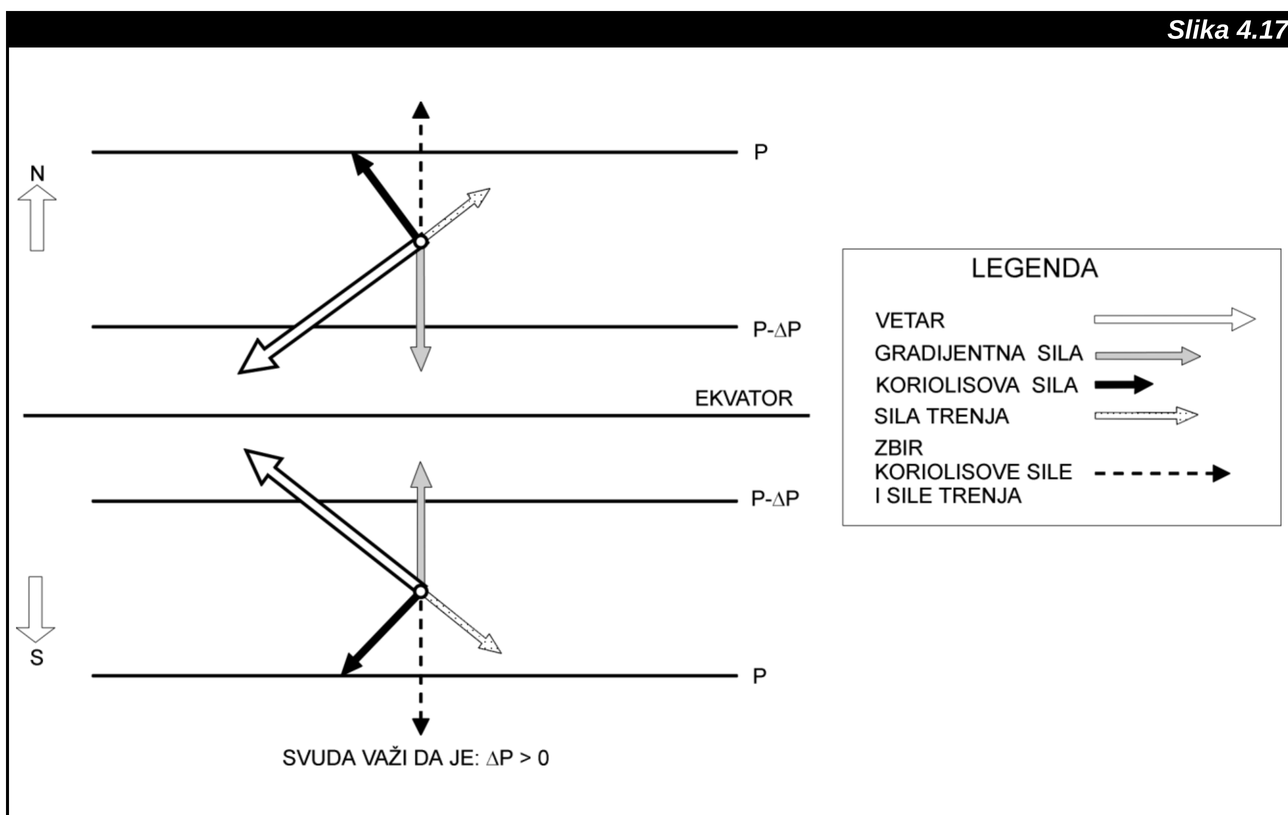
Takođe, uočava se da je sada vektor brzine postavljen u pravcu koji je između pravca geostrofskog vetra i pravca najbržeg opadanja pritiska. Sila trenja dovodi do narušavanja geostrofske ravnoteže. Tek nestankom trenja, model vetra u sloju trenja prelazi u geostrofski vetar. Takođe se vidi, da što je sila trenja manja, odstupanje vektora brzine od pravca paralelnog izobarama je manje. Na drugoj strani, zbog opadanja sile trenja usled porasta visine, model vetra u sloju trenja se porastom visine približava geostrofskom modelu, kako po pravcu, tako i po brzini, da bi iznad sloja trenja prešao u geostrofski vetar.

Još neke tipične karakteristike vetra u sloju trenja u baričkom polju iskrivljenih izobara/izohipsi mogu se objasniti opisanom analogijom pomoću rotirajućeg čaja. Ako u čaju ima taloga, on se prilikom rotacije skuplja oko centra dna šolje. Pretpostavka da se gradijentna sila ne menja po visini čaja, dosta je blizu stvarnosti. Međutim, centrifugalna sila slabi što je delovanje bliže dnu šolje, zbog smanjenja brzine rotacije usled delovanja sile trenja. Tako, blizu dna se ne može ostvariti ravnoteža. Zato, čaj pri dnu, pored rotacionog kretanja, ima još i kretanje od periferije prema centru šolje, čime sa sobom nosi talog. Slično je i u atmosferi u prizemnom sloju. Tu je brzina vetra zbog trenja relativno manja, manja je zato i Koriolisova sila, pa ni približna ravnoteža ne može da se ostvari. Tako, u sloju trenja vazduh ima sistematsku tendenciju da se kreće u pravcu koji je između pravca geostrofskog vetra i pravca najbržeg opadanja pritiska.

Na osnovu svega, karakteristike vetra u sloju trenja mogu se sumirati u sledećim pravilima.

1. Kao što se vidi na Slici 4.17, strujanje vazduha je uvek preko izobara/izohipsi u smeru niskog vazdušnog pritiska, tako da se nizak pritisak nalazi polulevo u odnosu na smer vetra na Severnoj hemisferi, odnosno, poludesno na Južnoj hemisferi. U sloju trenja Bejs-Balotov zakon glasi: *ako vetar duva u leđa osmatrača, nizak vazdušni pritisak leži sleva malo ispred na Severnoj hemisferi.*
2. Porastom sile trenja povećava se odstupanje vektora brzine od pravca paralelnog izobarama.

Slika 4.17



Pune tanke linije su izobare/izohipse. Strelice različitih šrafura i isprekidana strelica pokazuju pravac, smer i intenzitet delovanja sila na delić vazduha dat u obliku kružića, dok nešrafirana strelica prikazuje vektor vetra upravljen preko izobara pod uglom različitim od 180^{0}. *Rezultanta delujućih sile jednaka je nuli. U gornjem delu slike prikazana je situacija na Severnoj polulopti, dok donji deo slike prikazuje situaciju na Južnoj polulopti.*

Tabela 4.3

	Odstupanje pravca prizemnog vetra od vetra na 2 000 ft	Brzina vetra u prizemlju iskazana u procentima vetra na 2 000 ft	Oblačnost	Razlog
Iznad okeana Danju ili noći	15 ^{0}	75 %	Vedro ili oblačno	Nema termičke turbulencije; mala mehanička turbulencija
Iznad kopna Danju	25 ^{0}	65 %	Vedro	Velika termičke turbulencije
Iznad kopna Danju	30 ^{0}	60 %	Oblačno	Smanjena termička turbulencija (manja insolacija)
Iznad kopna Noću	50 ^{0}	50 %	Vedro ili oblačno	Nema termičke turbulencije

Tabelarno su prikazani svi važni uticaji (kopno, more, dan, noć, vedro i oblačno) na formiranje prizemnog vetra. U drugoj i trećoj koloni su prikazane vrednosti prizemnog vetra. Pravac je dat u stepenima odstupanja prizemnog vetra od vetra na visini, dok je brzina prizemnog vetra data u procentima vrednosti njegove brzine u odnosu brzinu vetra na visini. Vetar na visini od 2 000 ft *je uzet kao geostrofski vetar.*

Iz svega prethodnog vidimo da su intenzitet sile trenja i visina sloja trenja odlučujući za formiranje modela vetra u sloju trenja. Ovim modelom se sigurno najbolje može predstavljati strujanje vazduha u prizemlju. Ako bismo određivali bezbedonosnu ulogu prizemnog vetra u vazduhoplovstvu u odnosu na druge atmosferske parametre, sigurno je da bi on dobio vrlo važan značaj. Zato ćemo se u ovom delu još malo zadržati na problemu formiranja prizemnog vetru. U vezi sa zadatim, posmatrajmo nekoliko važnih uticaja na stvaranje sile trenja.

1. Iznad okeana delovanje sile trenja je manje nego iznad kopna, zbog veće glatkosti okeanske površine, a i zbog smanjenih efekata dnevnog zagrevanja.
2. Solarnim zagrevanjem povećava se uticaj sile trenja, zbog toga što se pojavljuje termička turbulencija, čime se sila trenja pojačava a sloj trenja produbljuje, dok noćno hlađenje smanjuje delovanje sile trenja.
3. Povećavanjem srednje brzine prizemnog vetra povećava se sila trenja i debljina sloja trenja.

Za kvantitativnu ilustraciju prethodno navedenih tvrdnji neka nam posluže podaci navedeni u Tabeli 4.3. Prikazani podaci mogu poslužiti i kao praktična pomoć za preračunavanje vetra na jednom nivou (npr. prizemlje), ako je vetar poznat na nekom drugom nivou (npr. 2 000 ft iznad prizemlja). Za ilustraciju navedenog posmatrajmo jedan konkretan slučaj. Neka je iznad kopna danju (prva kolona treći red), po vedrom vremenu (četvrta kolona treći red), u uslovima velike termičke turbulencije (peta kolona treći red), izmeren prizemni vetar iz pravca 135 ^{0} i brzine 15 kt. Sada, upotrebom podataka iz Tabele 4.3 (druga kolona treći red za pravac i treća kolona treći red za brzinu) i nakon izračunavanja dobijamo da vetar na visini od 2 000 ft ima pravac iz 160 ^{0}, a brzinu od 23 kt.

VETAR ZBOG VERTIKALNOG KRETANJA

U svim prethodnim slučajevima, gradijenta sila pritiska, Koriolisova sila, sila trenja i centrifugalna sila su bile dovoljne da objasne karakteristike vetra. Međutim, trebamo biti svesni da postoje i drugi uzroci koji mogu da stvore vetar ili modifikuju naše dosadašnje modele vetra.

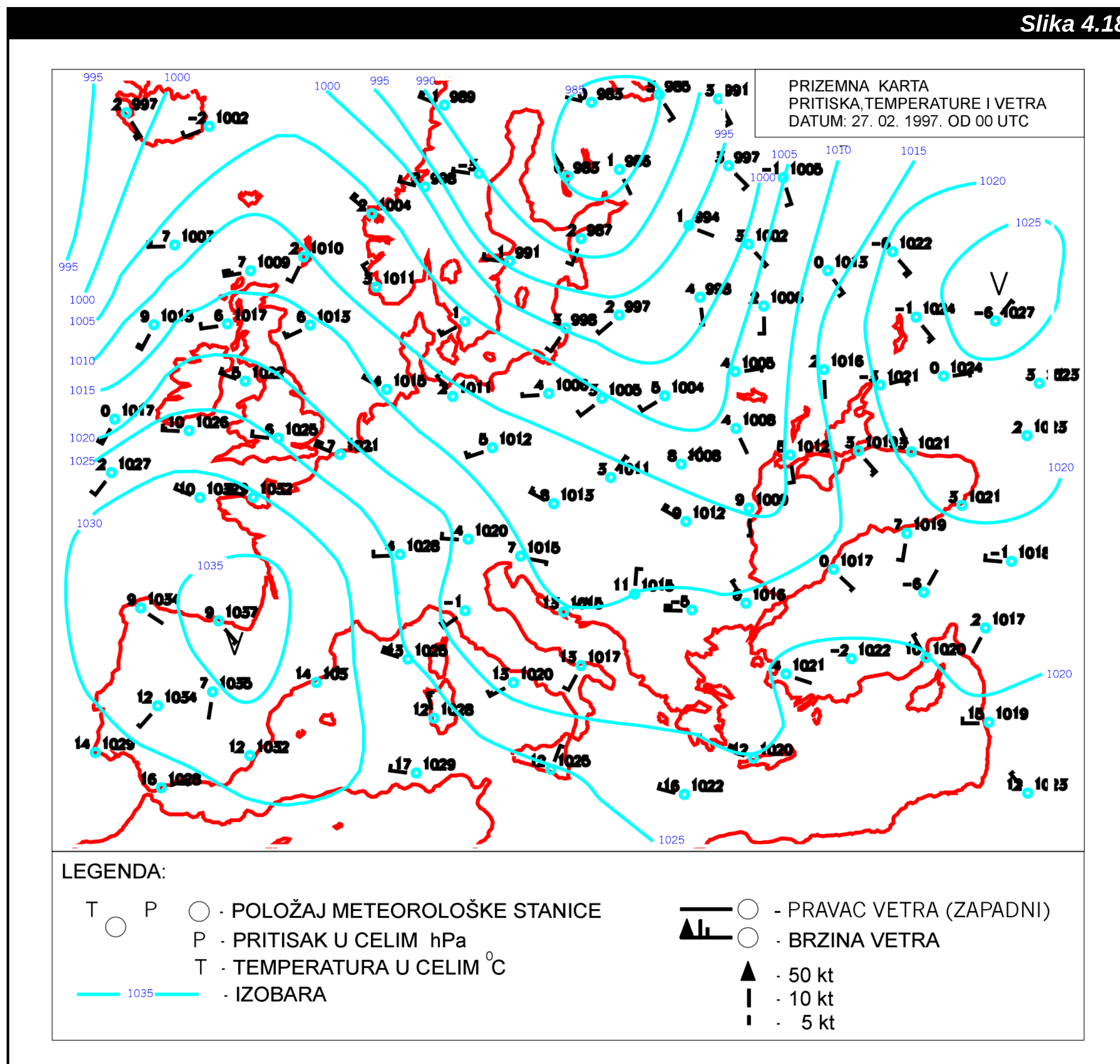
Generalno, kada se neki delić vazduha kreće vertikalno, dolazi do stvaranja i/ili prenošenja toga kretanja i na horizontalno kretanje. Na primer, u Odeljku B ove glave upoznali smo termičku cirkulaciju, gde smo mogli da vidimo kako vertikalno kretanje stvara vetar. Takvih primera u atmosferi ima dosta. Oni su uglavnom vezani za cirkulacije manjih razmera. Neke od njih ćemo detaljnije upoznati u Delu II.

PROCENA VETRA POMOĆU IZO LINIJA

Geostrofski vetar i gradijentni vetar su dobar praktični alat za dobijanje stvarnog vetra iz meteoroloških karata velikih razmera. Ovaj alat dozvoljava procenu vetra iz polja pritiska, pošto se diskretni podaci o pritisku na meteorološkim stanicama mnogo lakše prevode u kontinuarne vrednosti (izobare i izohipse), nego što je to moguće sa podacima o vetru. To je zbog toga, jer je pritisak mnogo konzervativnija (inertnija) veličina, lakše i češće merljiv za kretanja velikih razmera, nego što je to podatak o vetru.

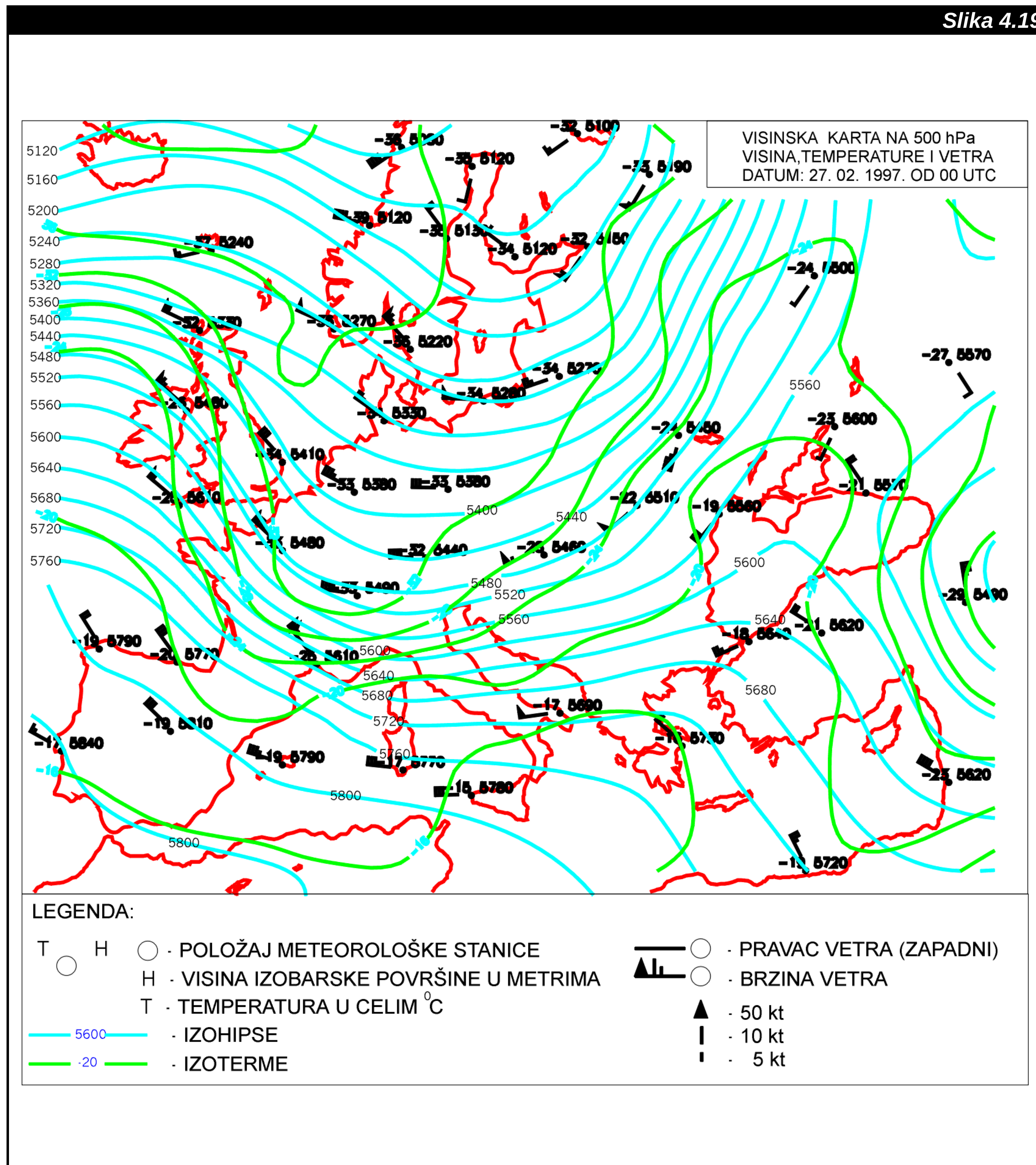
Uzorci osmotrenih prizemnih polja vetra i atmosferskog pritiska prikazani su na meteorološkoj karti datoj na Slici 4.18. Na karti se vide karakteristike sledećih modela vetra:

- geostrofskog vetra; jak vetar se pojavljuje u oblastima jakih gradijenata pritiska, a slab vetar se pojavljuje u oblastima slabih gradijenata pritiska,
- gradijentnog vetra; kretanje vazduha oko centra niskog pritiska je u smeru obrnutom od smera kretanja kazaljke na satu, a kretanje vazduha oko centra visokog pritiska je u smeru kretanja kazaljke na satu i
- vetra sa trenjem; smer vetra je prema niskom pritisku.



Karta prizemnih meteoroloških polja. Kružićima su označeni geografski položaji meteoroloških stanica, a brojevima oko njih su prikazane vrednosti polja.
Karta prikazuje analizirano polje pritiska pomoću izobara na svakih 5 hPa, *osmotreno polje vetra, prema konvenciji datoj u legendi slike i osmotrenu temperaturu u celim stepenima Celzijusovim.*

Na Slici 4.19 dati su uzorci osmotrenih polja pritiska i vetra na visini od 500 hPa. Sada su geostrofski i gradijentni vetar još bolja aproksimacija osmotrenog vetra za atmosferska kretanja velikih razmera, nego što se to videlo na prethodnoj slici, jer je na visini od 500 hPa zanemarljiv (ne postoji) uticaj sile trenja.



Karta visinskih meteoroloških polja na standardnoj izobarskoj površini od 500 hPa. *Kružićima su označeni geografski položaji meteoroloških stanica, a brojevima oko njih su prikazane vrednosti polja.*
Karta prikazuje analizirana polja: pritiska upotrebom izohipsi na svakih 40 m *i temperature, upotrebom izotermi na svakih* 4 ^{0}C*; i osmotreno polje vetra, prema konvenciji datoj u legendi slike.*

Sažetak

U ovoj glavi su razmatrani osnovni zahtevi u vezi horizontalnih kretanja u atmosferi. Naučili smo da je odgovor vazduha na gradijent pritiska pojava ubrzanja (sile) ka niskom pritisku. Pored toga, videli smo da je uzročnik gradijenta pritiska gradijent temperature. Sada znamo šta je to Koriolisova sila i kakav je njen uticaj na kretanja velikih razmera.

Upoznavši osnovne modele vetra, stekli smo vrlo realnu sliku o preovlađujućim strujanjima vazduha velikih razmera u zavisnosti od oblika polja pritiska. Takođe, upuznavši osobine sile trenja u stanju smo da objasnimo razliku u načinu duvanja vetra u graničnom sloju i u slobodnoj atmosferi.

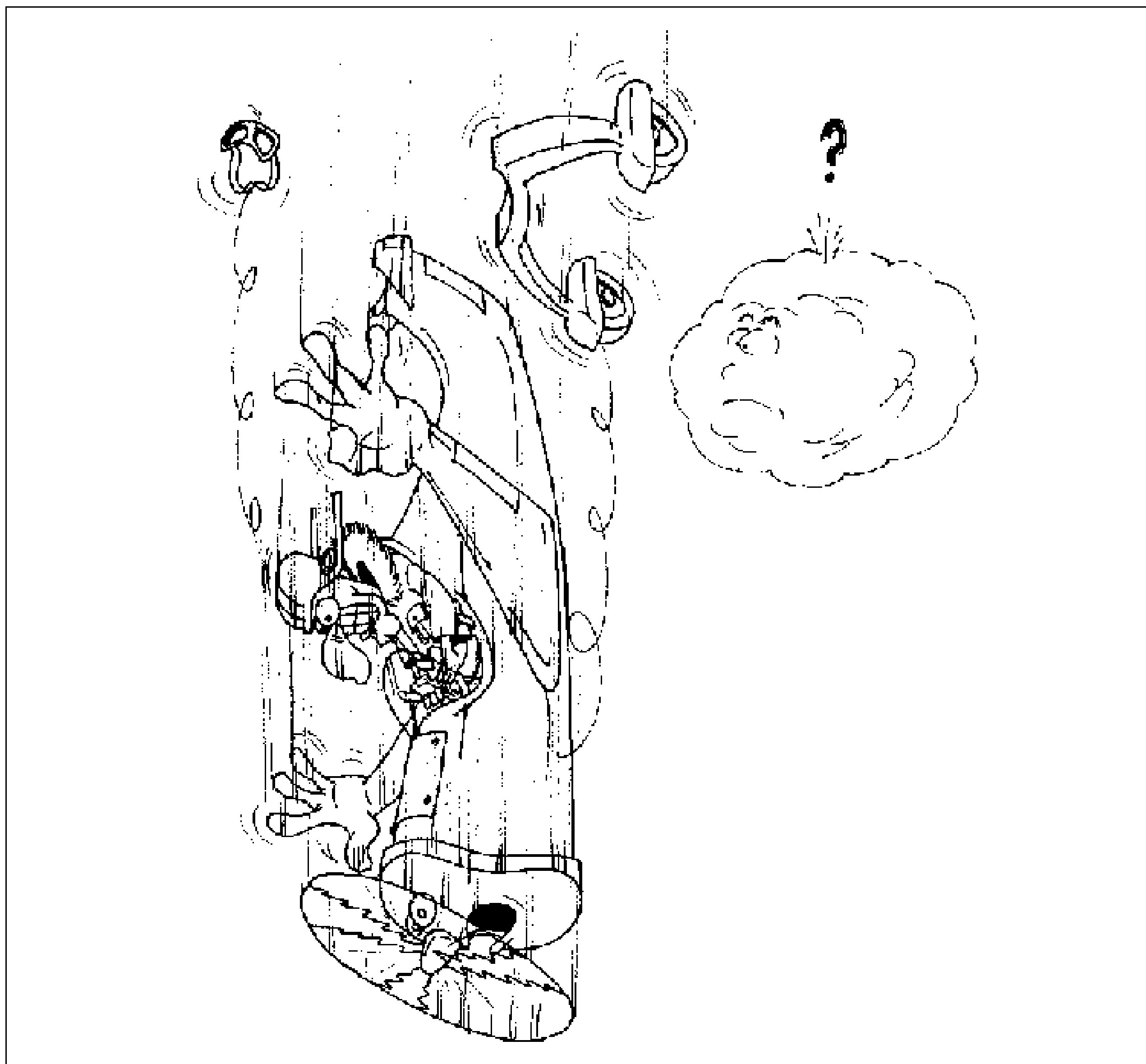
O ogromnoj važnosti vetra za vazduhoplovstvo svedoči i veliki broj definicija o pravcu i brzini vetra, koje smo imali prilike da naučimo. Stečena znanja o vetru dobiće punu vrednost tek kada budemo istražili vertikalno kretanje i oblačnost u naredne dve glave, a specijalno atmosfersku cirkulaciju u Delu II.

GLAVA 5
VERTIKALNO KRETANJE I STABILNOST

Uvod

U prethodnoj glavi naša pažnja je bila usmerena na uzrok i karakteristike vetra; tj. horizontalnog dela trodimenzionalnog kretanja vazduha. U ovoj glavi istraživaćemo vertikalno kretanje vazduha. Mada je vertikalno kretanje u atmosferi često tako malo, da ga piloti ne osećaju, ono je jako važno za vazduhoplovno vreme. Vrlo spora uspona kretanja igraju ključnu ulogu u stvaranju oblaka i padavina, zbog čega učestvuju i u stvaranju opasnih pojava za letenje, kao što su loša vidljivost, niska oblačnost i zaleđivanje, itd. Nispona strujanja vazduha dovode do disipacije oblaka i doprinose lepom vremenu. Međutim, atmosfera nije ograničena samo na slaba vertikalna kretanja. Turbulentno uspono i nispono strujanje često je dovoljno veliko da prouzrukuje povrede, oštećenja i gubitak kontrole nad vazduhoplovom.

Jasno razumevanje prirode vertikalnog kretanja je vrlo korisno dodati našem znanju o vazduhoplovnom vremenu. Kada kompletiramo znanja iz ove glave, razumećemo ne samo kako vertikalno kretanje nastaje, već i u kakvoj je vezi atmosferska stabilnost sa ovim kretanjem.



Odeljak A

VERTIKALNO KRETANJE

Kao što smo videli u prethodnoj glavi, kada se delić vazduha kreće od jednog ka drugom mestu, njegovo ukupno kretanje se može podeliti na horizontalnu komponentu (vetar) i vertikalnu komponentu koja se naziva **vertikalno kretanje**. Vertikalno kretanje je, kao i vetar, vektorska veličina definisana sa dva broja. Na primer, prvim brojem se daje intenzitet vektora ili tzv. **vertikalna brzina**. Ona se u vazduhoplovstvu najčešće izražava u fitima na minut (ft/min). Drugim brojem se određuje smer kretanja. On može biti nadole, kada se govori o **nisponom kretanju (spuštanju)**, ili nagore, kada se govori o **usponom kretanju (podizanju)**.

U atmosferi uglavnom vlada hidrostatička ravnoteža, pa su vertikalna kretanja manje zastupljena od horizontalnih. Za pojavu vertikalnog kretanja dovoljna je mala neravnoteža između gravitacione sile i vertikalne komponente gradijentne sile pritiska. Iz ove neravnoteže nastaju raznorodni fenomeni, kao što su; razni oblaci, grmljavinske nepogode, planinski talasi, itd. Kolike mogu biti tipične i ekstremne vertikalne brzine u navedenim i još nekim fenomenima, dato je u Tabeli 5.1.

Tabela 5.1

POJAVE SA VERTIKALNIM KRETANJEM	BRZINA (ft/min)
Srednja vrednost za celu atmosferu	0
Oblak tipa Numbostratus	10
Slaba konvekcija	200
Rastući oblak tipa Cumulus	500
Grmljavinska nepogoda	2 000
Jaka grmljavinska nepogoda	5 000
Ekstremni planinski talasi	5 000
Ekstremna turbulencija vedrog vremena	5 000

Primeri tipičnih i ekstremnih vertikalnih brzina. Međutim, bile su izveštavane brzine i od 10 000 ft/min.

Napomena: 100 ft/min *je približno jednako jednom čvoru.*

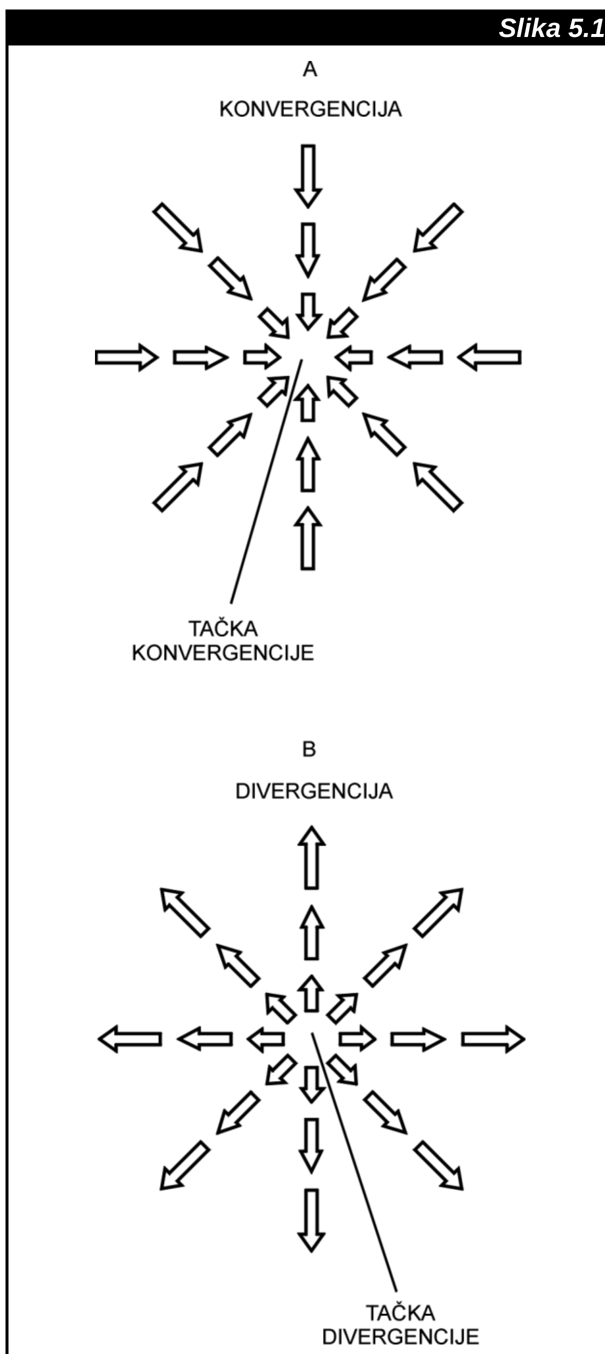
UZROCI VERTIKALNOG KRETANJA

Vazduh se može kretati vertikalno zbog brojnih uzroka. Najčešći uzroci su konvergencija i divergencija, orografija, frontovi, konvekcija, turbulencija i talasno kretanje.

KONVERGENCIJA I DIVERGENCIJA

Do sada su pomenute dve vrste strujanja vazduha, pod nazivom cirkulacija i translacija. Pored ovih, u atmosferi postoje i druge vrste strujanja. Za ovu priliku upoznaćemo još dve vrste strujanja. Na Slici 5.1 prikazani su u ravni idealizovani slučajevi za; **konvergenciju**, kada vazduh struji iz polja radijalno ka jednoj tački (**tačka konvergencije**) i **divergenciju**, kada vazduh struji radijalno od jedne tačke (**tačka divergencije**) ka polju.

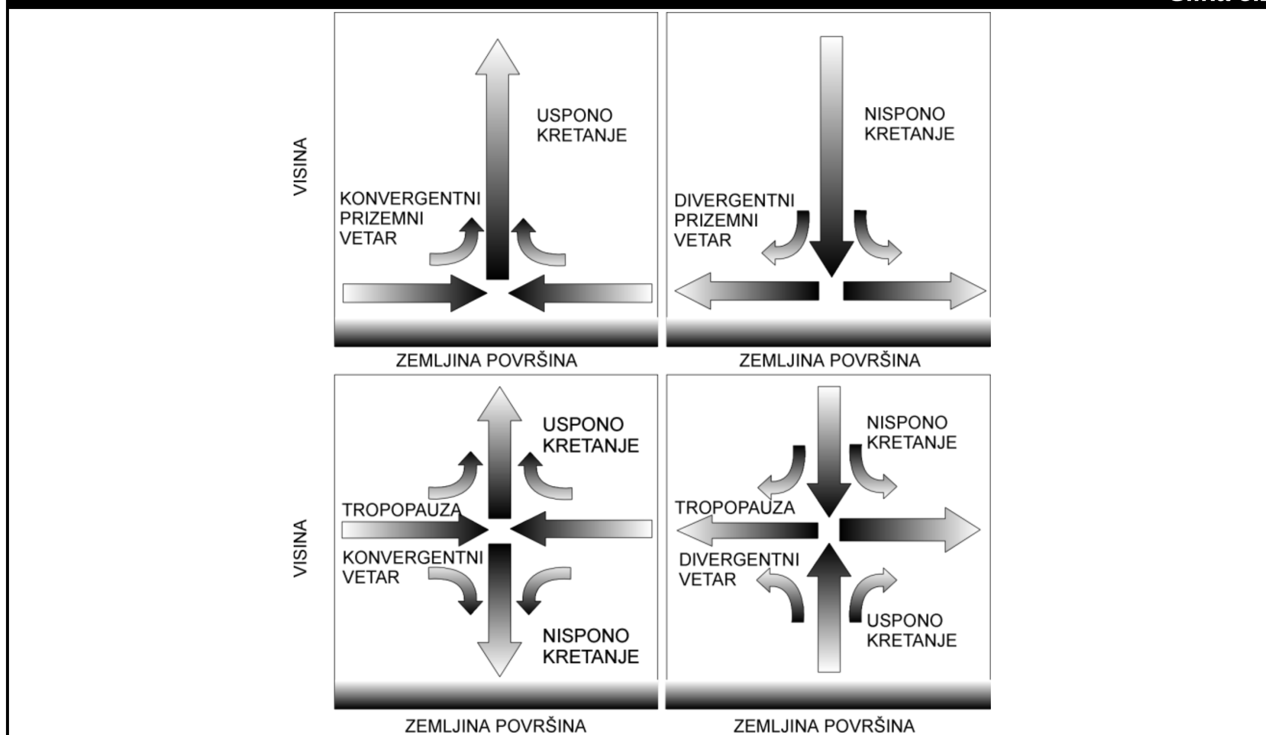
Slika 5.1.



*Idealizovan prikaz dve vrste strujanja; (*A*) konvergencija i (*B*) divergencija.*

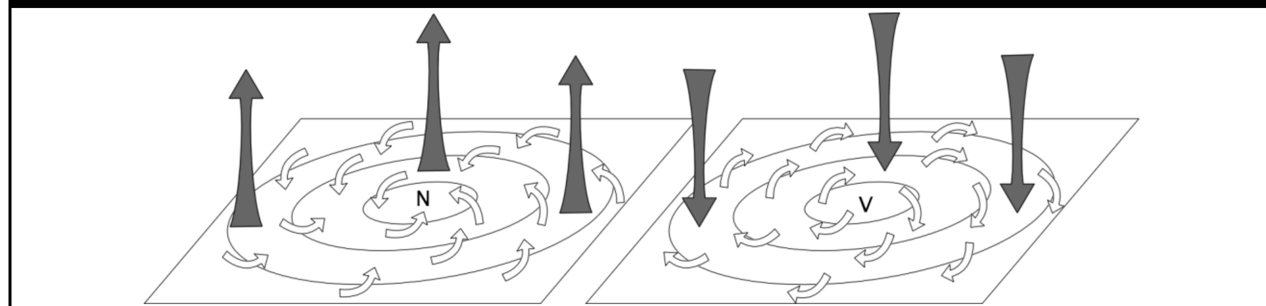
Konvergencija i divergencija su osobine strujanja bilo kog fluida. Lep primer za ovu vrstu strujanja nalazimo u slučaju zahvatanja i dodavanja vode iz/u bunar(a) kružnog oblika. Kada se kofom zahvati voda iz centra/sredine bunara, na tom mestu ostaje ulegnuće, ali samo dok okolna voda ravnomerno ne nadoknadi nedostajuću vodu radijalnim strujanjem od zidova bunara ka sredini bunara (konvergencija). Obrnuto, kada se kofom dodaje voda u sredinu bunara, na tom mestu se pojavljuje uzvišenje od dodate vode, ali samo dok se sipajuća voda ravnomerno ne rasporedi radijalnim strujanjem od sredine ka zidovima bunara (divergencija). Ako sada oduzimanje vode iz bunara proglasimo za uspono, a dodavanje vode za nispono kretanje, uspostavili smo neposrednu vezu između vertikalnog kretanja i konvergencije, odnosno divergencije. Efekti konvergencije i divergencije vetra na vertikalno kretanje, kako pri tlu, tako i blizu tropopauze, prikazani su u šematskom obliku na Slici 5.2.

Kada prizemni vetar konvergira pojavljuje se samo uspono kretanje. Obrnuto, u slučaju da prizemni vetar divergira pojavljuje se samo nispono kretanje. Na visini je situacija malo drugačija. Na primer, blizu tropopauze konvergencija visinskog vetra stvara spod tropopauze nispono kretanje, a iznad uspono kretanje vazduha. Suprotno, u slučaju divergencije visinskog vetra oko tropopauze, ispod nje se pojavljuje uspono kretanje, a iznad nispono kretanje vazduha.



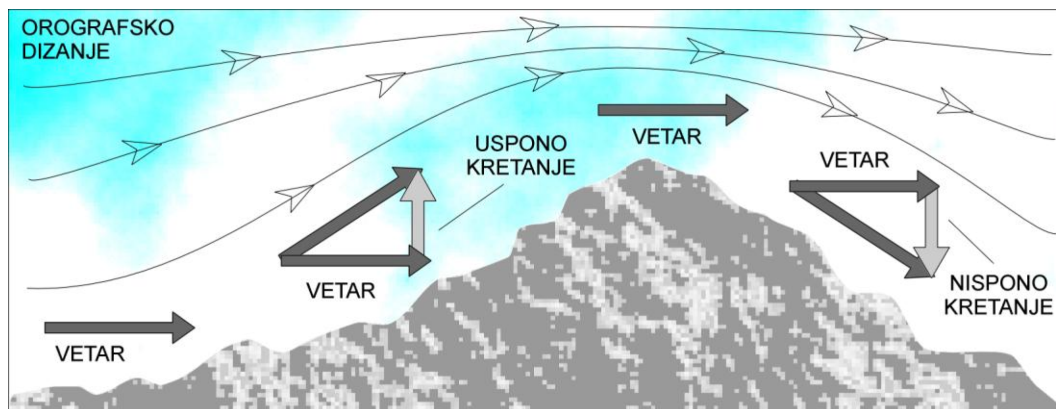
Primeri vertikalnog kretanja vazduha koji su uzrokovani konvergencijom i divergencijom vetra blizu tla (gore) i tropopauze (dole).

U prethodnoj glavi o vetru, videlo se da sila površinskog trenja uzrokuje da prizemni vetar struji ka oblasti niskog pritiska. To znači da u oblastima pod uticajem ciklona (npr. rotirajući čaj u šolji) prizemni vetar struji spiralno ka centru niskog pritiska (konvergencija), što dovodi do usponog kretanja vazduha, dok u oblastima pod uticajem anticiklona prizemni vetar struji spiralno od centru visokog pritiska (divergencija), što dovodi do nisponog kretanja vazduha, Slika 5.3.



Levo: konvergencija prizemnog vetra u polju niskog pritiska dovodi do usponog kretanja. Desno: divergencija prizemnog vetra u polju visokog pritiska dovodi do nisponog kretanja.

Slika 5.4



Kada vetar nailazi na planinu ili brdo pojavljuje se vertikalno kretanje.

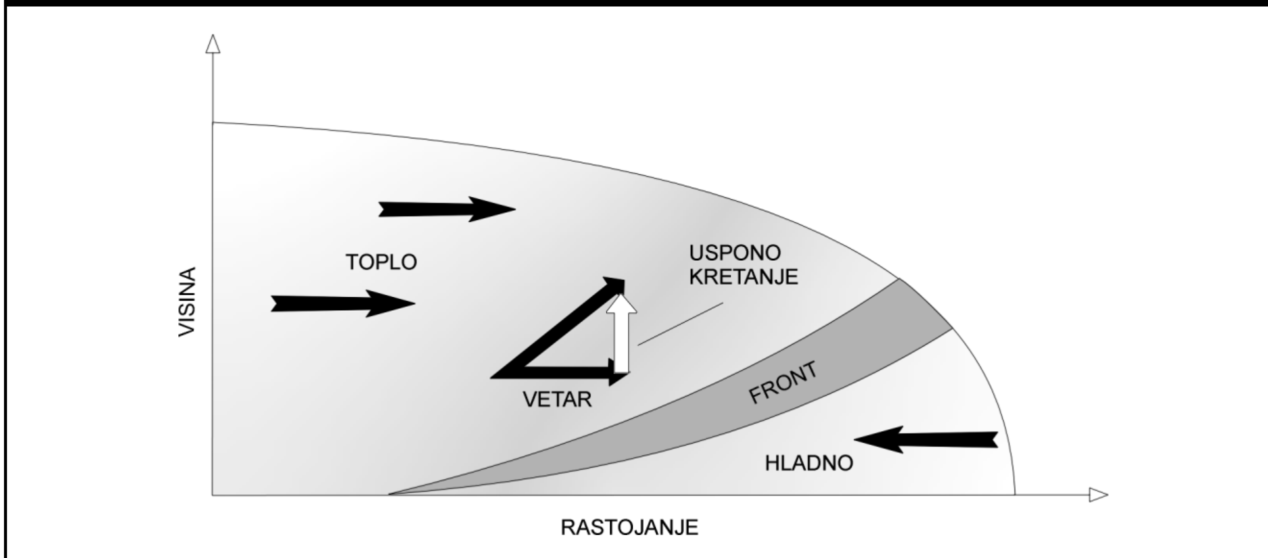
OROGRAFIJA

Horizontalno krećući vazduh se može prinudno (forsirano) dovesti u vertikalno kretanje usled nailaska na prepreke. Čest primer za to jeste **orografsko dizanje**. Kada vetar nailazi na planinu ili brdo (**navetrena strana**), vazduh počinje da se kreće koso naviše. Na suprotnoj strani (**zavetrena strana**), kretanje vazduha postaje koso naniže. U oba slučaja postoji vertikalna komponenta u ukupnom kretanju, kao što to pokazuje Slika 5.4. Na navetrenoj strani se javlja uspono kretanje, a na zavetrenoj strani postoji nispono kretanje vazduha. Vertikalna brzina raste povećanjem brzine vetra i porastom nagiba terena.

FRONTOVI

Kada atmosfera kreira prepreku sama sebi, pojavljuju se efekti slični orografskom dizanju. Na primer, često se događa da se hladna vazdušna masa zabije u obliku klina ispod tople vazdušne mase. Posmatrano iz velike daljine dodir ovakve dve vazdušne mase može se predstaviti kao kosa, pomalo zakrivljena ravan. Ovakva ravan se naziva **frontalna površina** (vidi Glavu 8, Odeljak A). Kretanje vazdušnih masa različitim brzinama dovodi do relativnog kretanje jedne mase u odnosu na drugu. To stvara prinudno vertikalno kretanje poznato pod nazivom. **frontalno dizanje**, Slika 5.5. Frontovi i njihov uticaj na vazduhoplovno vreme biće više diskutovani u Delu II i Delu III

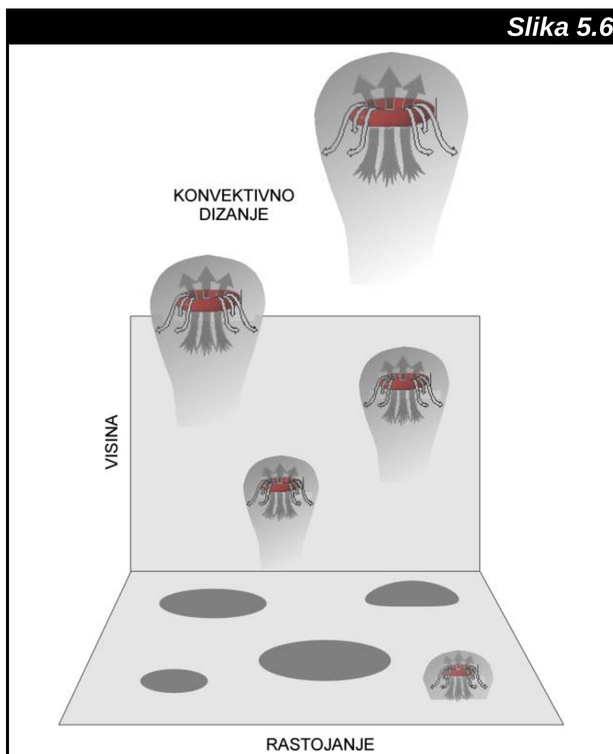
Slika 5.5



Frontalno dizanje. Uspono kretanje uz frontalnu površinu uzrokovano je relativnim kretanjem hladne i tople vazdušne mase. Ponekad ovo kretanje dovodi i do nisponog kretanja vazduha blizu dodira frontalne površine i tla.

KONVEKCIJA

Ako je delić vazduha topliji od okoline dolazi do njegovog dizanja, odnosno **konvekcije** (**konvektivno kretanje**). Istovremeno, kada se u procesu konvekcije topao vazduh podiže, okolni vazduh se spušta, Slika 5.6.



Konvektivno kretanje. Podizanje vazduha je prikazano u obliku diskretnih mehura kada je atmosfera nestabilna (vidi Odeljak B).

Uočava se bliska veza između konvekcije i termičke cirkulacije, gde je konvekcija uspona struja termičke cirkulacije. Konvekcija se događa pod nestabilnim atmosferskim uslovima. Stabilnost i nestabilnost će biti opisane u narednom odeljku.

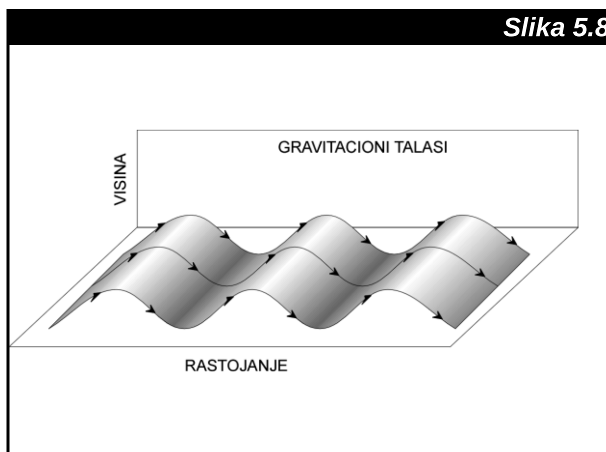
MEHANIČKA TURBULENCIJA

Kao što znamo, sila trenja usporava strujanje vazduha blizu tla. Zbog toga, u sloju trenja pri velikim brzinama vetra vazdušni delići počinju da se rulaju (zavrću). To dovodi do nastanka neuređenih cirkulacija (vrtloga) oko horizontalne ose, Slika 5.7.

Ovi haotični kružni tokovi vazduha se prostiru niz vetar. Oni produkuju nispono kretanje na prednjoj strani vrtloga, a uspono kretanje na njegovoj zadnjoj strani. Ova pojava je poznata pod nazivom mehanička turbulencija. Potresi u vazduhu prilikom sletanja vazduhoplova u vetrovitom danu uzrokovani su postojanjem ovih malih cirkulacija. Više detalja o turbulenciji u prizemlju biće dato u Delu III.

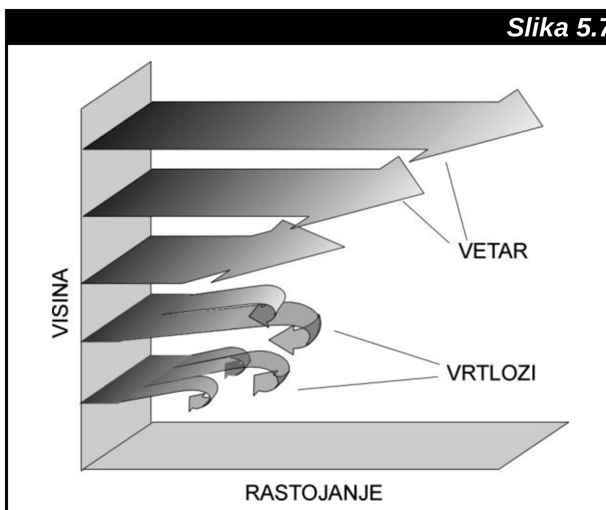
TALASNO KRETANJE

Pod izvesnim uslovima vazduh se može izazvati na talasno kretanje. To znači mogućnost da delić vazduha vertikalno osciluje, Slika 5.8.



Gravitacioni talasi su atmosferski poremećaji u kome vazduh osciluje vertikalno zbog obnovljenog delovanja sile teže. Na prikazanoj skici vazduh se kreće i horizontalno. Uspono kretanje stvara vetar na vrhu talasnog grebena, dok nispono kretanje stvara vetar u dolini talasa.

Tipičan primer talasnog kretanja su **gravitacioni talasi**. Oni nastaju učestalim pretvaranjem potencijalne energije delića vazduha (promena visine) u kinetičku energiju istog delića vazduha (promena brzine vetra) i obrnuto. Ovi talasi imaju istu prirodu kao i vodeni talasi na površinama reka, jezera i mora. Od raznih talasnih kretanja koja se javljaju u atmosferi, za vazduhoplovstvo su najznačajniji planinski talasi (vidi Glavu 10). Više detalja o njima i drugim talasnim kretanjima u atmosferi daće se u narednim delovima teksta.



Velika promena brzine vetra po visini pri tlu uzrokuje mehaničku turbulenciju. Turbulentni vrtlozi dovode do promenjivog vertikalnog kretanja, koje se prostire duž vetra. Ovi vrtlozi imaju trodimenzionalnu strukturu koju vetar neprestano deformiše.

Odeljak B

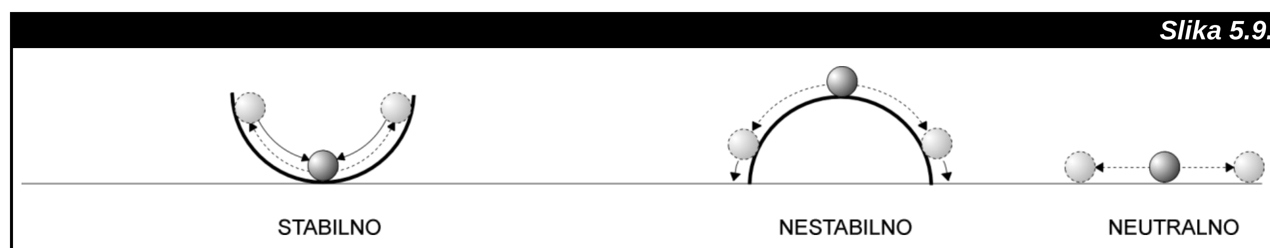
STABILNOST

Koncepti stabilnost i nestabilnosti se u opštem slučaju primenjuju na objašnjenje ponašanja mehaničkih sistema. Tako, **stabilnost** se definiše kao osobina sistema; po kome, bilo kakav poremećaj unutar sistema stvara tendenciju njegovog vraćanja u prvobitno stanje, odnosno u ono stanje, koje je postojalo pre poremećaja. Takođe, na drugoj strani, i **nestabilnost** se definiše kao osobina sistema; ali po kome, bilo kakav poremećaj unutar sistema stvara tendenciju njegovog udaljavanja od prvobitnog stanja. Sistem je **neutralan** (**indiferentan**) ako ne pokazuje tendenciju da posle poremećaja promeni novi položaj. Jednostavni primeri stabilnog, nestabilnog i neutralnog sistema prikazani su na Slici 5.9. Koncept stabilnosti i nestabilnosti se primenjuje na atmosferu radi razumevanja i predviđanja uticaja gravitacije na razvoj vertikalnog kretanja.

ATMOSFERSKA STABILNOST

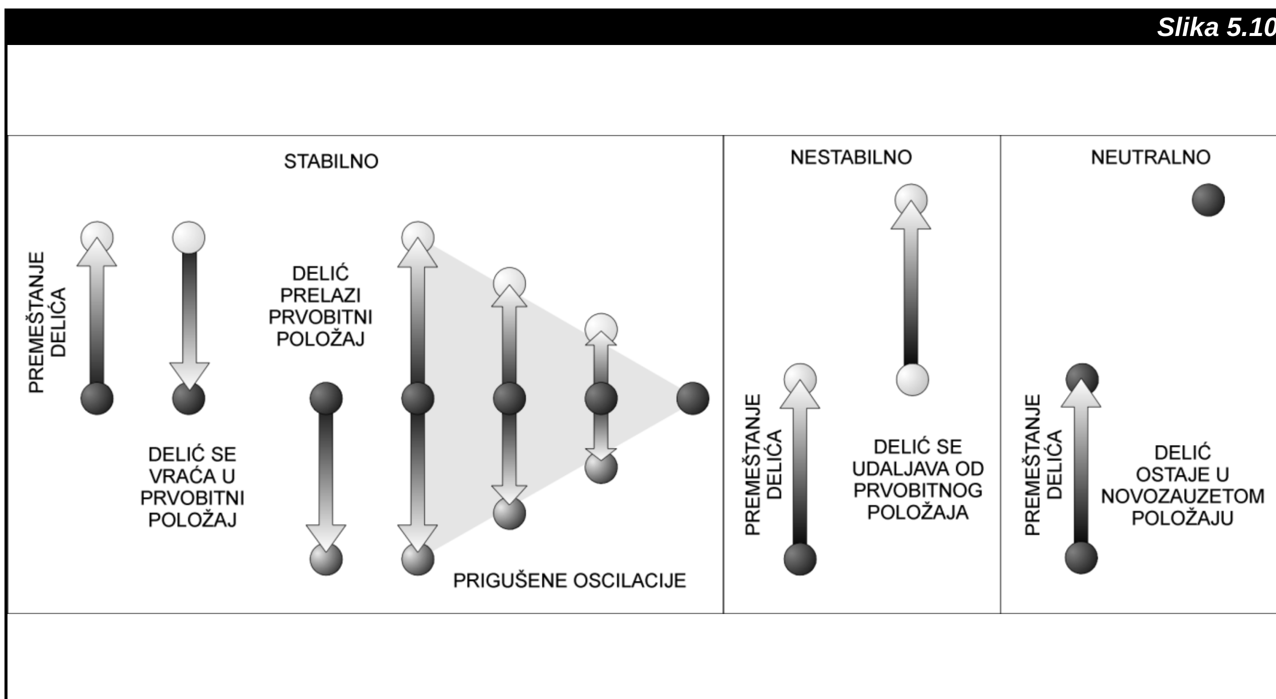
U ovom tekstu, **atmosferska stabilnost** će se posmatrati kao sposobnost delića vazduha da se suprotstavi vertikalnom kretanju. Suprotno, **atmosferska nestabilnost** biće sposobnost delića vazduha da se dovede u vertikalno kretanje. Istovremeno, **atmosferska neutralnost** (**indiferentnost**) će se tretirati kao sposobnost delića vazduha da se ne dovede u vertikalno kretanje. Slično mehaničkom sistemu, opisanom prethodno, atmosferska stabilnost/nestabilnost/neutralnost se određuje prema ponašanju delića vazduha nakon malog vertikalnog premeštanja. Kada se neki delić vazduha prinudno vertikalno premesti nagore ili nadole, a ako on pri tome teži da se vrati u prvobitni položaj, kaže se da je **stabilan delić**. Obrnuto, ako se prilikom ovakvog premeštanja, delić vazduha udaljava od prvobitnog položaja, kaže se da je **nestabilan delić**. U trećem slučaju, ako se prilikom prinudnog premeštanja delića, njegov novozauzeti položaj ne menja, kaže se da je **neutralan** (**indiferentan**) **delić**, Slika 5.10.

Slika 5.9.



Primeri stabilnog, nestabilnog i neutralnog sistema. Isprekidane strelice označavaju, početni pomak (poremećaj) kuglice. Pune strelice označavaju smer naredne promene (tendenciju). U neutralnom slučaju ne postoji naredna promena.

Slika 5.10



U gornjem delu slike prikazan je stabilan delić vazduha. On se posle premeštanja vraća u prvobitni položaj i oscilujei oko njega. U donjem delu slike, na levoj strani prikazan je nestabilan delić vazduha koji posle premeštanja nastavlja da se udaljava od prvobitnog položaja, dok je na desnoj strani prikazan neutralan delić vazduha koji posle premeštanja ostaje u novozauzetom položaju.

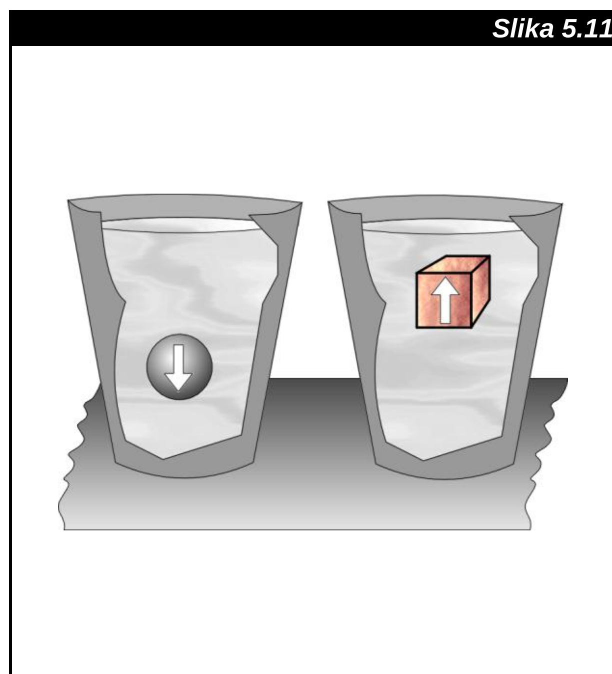
SILA POTISKA

Da bi kompletnije razumeli stabilnost i nestabilnost delića vazduha, moramo detaljnije razmotriti silu koja se pojavljuju kada se delić vertikalno premešta. Kao što znamo, u vertikalnom pravcu na svaki delić vazduha deluju gravitaciona sila i vertikalna komponenta gradijentne sile pritiska. Situaciju kada su ove dve sile u ravnoteži poznajemo kao hidrostatičku ravnotežu. Međutim, rezultantna sila koja se javlja kada se naruši hidrostatička ravnoteža poznata je kao **sila potiska**.

Ovako uvedena sila potiska se samo na prvi pogled čini drugačijom od uobičajene definicije za ovu silu, do koje smo, nadam se, već dolazili van ovog teksta, kroz učenje koje proističe iz **Arhimedovog principa** o ponašanje tela u tečnostima (fluidima). Setimo se, ovaj princip primenjen na bilo koji fluid, glasi: *težina tela potopljenog u fluid prividno je manja od njegove težine van fluida za težinu istisnutog fluida*.

Tako pedantnim tumačenjem ovog principa dolazimo do davno poznatih uslova koji određuju sposobnost tela da tone i/ili izranja, odnosno pliva. Izvedimo za ovu priliku jednostavan eksperiment sa dve čaše napunjene vodom. Stavimo u levu čašu metalni kliker. On će početi da tone, jer je težina istisnute vode manja od težine klikera. Ako sada u desnu čašu zagnjurimo komad drveta, on će težiti da izroni. U ovom slučaju je težina istisnute vode veća od težine drveta, Slika 5.11.

Slika 5.11



U levoj čaši je metalni klike, koji kao mnogo gušći od vode tone pod delovanjem negativne sile potiska. U desnoj čaši je komad drvet, koji kao ređi od vode izranja pod delovanjem pozitivne sile potiska.

U oba slučaja do vertikalnog kretanja je došlo zbog pojave razlike u težini tela i težini vode istisnute tim telom. Ova razlika u težini jeste sila potiska. Prihvatimo konvenciju da **negativna sila potiska** deluje nadole i potapa telo, a **pozitivna sila potiska** deluje nagore i istiskuje telo.

Rezultate prethodno opisanog eksperimenta možemo protumačiti i upotrebom veličina stanja. U slučaju metalnog klikera do potapanja je došlo jer je njegova gistina veća od gustine vode. Kada je potopljeno drvo do izranjanja je došlo jer je gustina drveta manja od gustine vode.

Premestimo sada naše razmatranje u atmosferu, na položaj delića vazduha u njoj, uz korišćenje gasnog zakona. Gustina premeštajućeg delića vazduha lako se može svesti na temperaturu, pošto se njegov pritisak podešava na okolni pritisak. Ako su dve zapremine vazduha na istom pritisku, ona manje gustine je toplija. Tako, to nam dozvoljava da kombinovanjem Arhimedovog principa i koncepta stabilnosti/nestabilnosti dobijemo sledeća dva pravila.

1. Ako se delić vazduha premešta uspono i pri tome je hladniji od okolnog vazduha, na njega deluje negativna sila potiska. To dovodi do ubrzanja nadole (vraća se u prvobitni položaja) i pojave stabilnosti.
2. Ako se delić vazduha premešta uspono i pri tome je topliji od okolnog vazduha, na njega deluje pozitivna sila potiska. To dovodi do ubrzanja nagore (udaljava se od prvobitnog položaja) i pojave nestabilnosti.

Posmatrajmo ponovo silu potiska kao rezultantu sile teže i vertikalne gradijentne sile. Tako, možemo zaključiti da kada se pojavljuje

- negativna sila potiska; hidrostatička ravnoteža je narušena smanjenjem vertikalne gradijentne sile, a
- pozitivna sila potiska; hidrostatička ravnoteža je narušena povećanjem vertikalne gradijentne sile,

oba puta u odnosu na silu teže, koja je za naše prilike uvek konstantna.

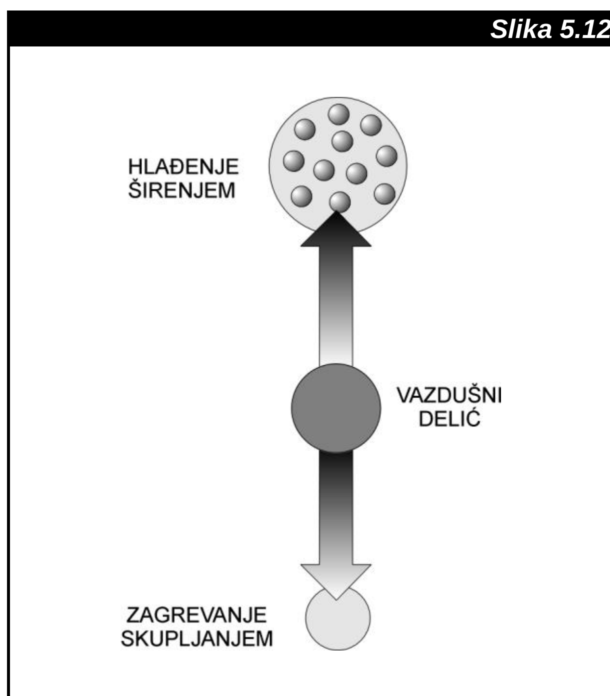
ODREĐIVANJE ATMOSFERSKE STABILNOSTI

Mada nam je naš, zamišljeni i kroz atmosferu krećući, delić vazduha dosta pomogao da razumemo koncept stabilnosti i nestabilnosti, u praksi se ovakav pristup ne koristi. Umesto toga, meteorolozi razmatraju stabilnost/nestabilnost analizom rezultata sondiranja atmosfere. Sigurno je da piloti kojima je prvenstveno namenjena ova knjiga to neće morati da rade. Međutim, iskoristitićemo informacije i terminologiju koji dolaze od analize sondiranja atmosfere, kako bismo još bolje savladali problematiku stabilnosti/nestabilnosti u atmosferi.

SUVOADIJABATSKI PROCESI

Sada, razmotrimo od kakvog je uticaja promena visine delića na njegovu temperaturu, vodeći računa da će se promenom visine, pritisak delića vazduha podesiti prema okolnom pritisku. Kada se delić vazduha podiže u njemu dolazi do smanjenja pritiska usled njegovog širenja, pri čemu se troši energija. Ako je jedini izvor energije delića unutrašnja energija krećućih molekula, onda ovakvo kretanje mora dovesti do smanjenja njegove temperature. Analogno, kada se delić vazduha spušta u njemu dolazi do povećanja pritiska usled skupljanja, što dovodi do povećanja njegove temperature. Procesi promene temperature putem; širenja do hlađenja i skupljanja do zagrevanja, ali bez korišćenja toplote izvan posmatranog delića, poznati su pod nazivom **suvoadijabatski procesi**, Sliki 5.12.

Slika 5.12



Suvoadijabatski proces dovodi do hlađenja vazduha usled dizanja i do njegovog zagrevanja usled spuštanja.

Generalno, procesi koji dovode do energetskih transformacija u nekom sistemu (delić vazduha), ali bez promene ukupne energije sistema, nazivaju se **adijabatski procesi**. Prefiks "suvo" označava da se uticaji isparavanja i kondenzacije vodene pare nisu uzeli u razmatranje. To će biti predmet razmatranja u sledećoj glavi.

Pošto se pritisak uvek smanjuje povećanjem visine, treba uočiti da se

- **adijabatsko hlađenje** uvek pridružuje usponom kretanju, dok se
- **adijabatsko zagrevanje** uvek pridružuje nisponom kretanju.

Ustanovlilo se da je prilikom suvoadijabatskih procesa vertikalni gradijent temperature konstantan (**suvoadijabatski vertikalni gradijent temperature** - *SAVG*) i da iznosi 3 ^{0}C/1 000 ft ili 1 ^{0}C/100 m.

Pretpostavka da su procesi u atmosferi adijabatski može opstati jedino pod uslovom da je vreme trajanja procesa "kratko". To znači da posmatrani delić vazduha "nema vremena" da oda ili primi energiju spolja.

SONDAŽA I VERTIKALNI GRADIJENT TEMPERATURE

Do sada smo dva puta u Glavi 2 (Slika 2.10) i Glavi 4 pominjali radiosondažno osmatranje atmosfere (sondaža ili sondiranje atmosfere). Kao što smo videli, ovim postupkom osmatranja dobijaju se podaci o stanju atmosfere duž približno vertikalne linije (približna putanja balona lakšeg od vazduha), kroz atmosferske slojeve u kratkom intervalu vremena na nekoj lokaciji. Već smo u ranijim glavama mogli da vidimo kako se u takvim slučajevima na grafikonima prikazuju promeme temperature, pritiska i gustine po visini (Slike 1.7, 1.8, 2.15 i 2.16) i kako se uz pomoć takvih karata opisuje struktura atmosfere. Podaci o vertikalnom stanju atmosfere se dobijaju dva do četiri puta dnevno, tokom svih dana u godini na nekoliko stotina ovakvih stanica razmeštenih po Svetu. Merenje obično traje tridesetak minuta, koliko je potrebno balonu da se popne do maksimalne visine od oko 100 000 ft, posle čega pukne, a sonda se vrati na tlo. Ovakvim merenjem se obezbeđuje vertikalna raspodela (profil) pritiska, temperature, vetra i vlage.

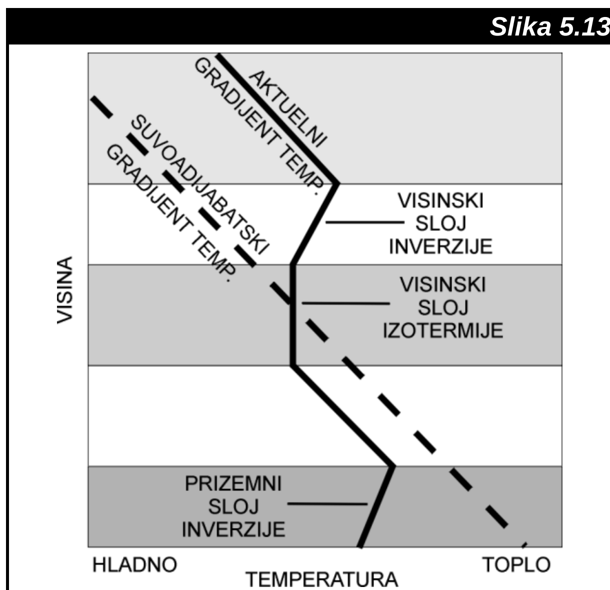
Sa stanovišta određivanja stabilnosti važno je sondiranjem atmosfere dobiti promenu temperature po visini. Ova promena se, kao što smo videli, definiše aktuelnim vertikalnim gradijentom temperature (*AVG*), koji se u najopštijem slučaju može zadati izrazom

$$AVG = \frac{T(na\ dnu) - T(na\ vrhu)}{DELZ},$$

gde je *T*(*na dnu*) temperatura vazduha na dnu nekog sloja atmosfere, *T*(*na vrhu*) je temperatura na vrhu nekog sloja atmosfere, a *DELZ* je debljina sloja. Kao što smo ranije videli, ako postoji opadanje temperature porastom visine *AVG* je pozitivno (normalni aktuelni vertikalni gradijent temperature), dok u slučaju rasta temperature porastom visine *AVG* mora biti negativno (inverzija). Imali smo prilike da upoznamo neke *AVG* i *VG* vrednosti u Glavi 2 (Slike 2.15, 2.16 i Tabela 2.1).

Da bi se odredila stabilnost atmosfere mora se koristiti i veličina koja daje promenu temperature po visini, kada se delić vazduha kreće suvoadijabatski. Setimo se, ovu veličinu već smo upoznali pod nazivom suvoadijabatski vertikalni gradijent temperature (*SAVG*). Na Slici 5.13 je dat primer profila temperature dobijene sondiranjem atmosfere (*AVG*) uz koji je dat i *SAVG* profil na kome su označeni slojevi inverzije i izotermije.

Slika 5.13



*Profil temperature (puna linija) dobijen sondiranjem atmosfere (**sondažna kriva temperature**) ima različite vrednosti aktuelnih gradijenata temperature po slojevima, dok profil temperature (isprekidana linija) dobijen iz suvoadijabatskog vertikalnog gradijenta temperature ima svuda isti nagib. Posebno su prikazani slojevi izotermije (temperatura se ne menja po visini) i inverzije (temperatura raste porastom visine).*

U prikazanim slojevima atmosfere, visina vrha sloja (**vrh sloja atmosfere**) i dno sloja (**baza sloja atmosfere**) sadrže mnoge korisne informacije. Na primer, baze inverzija su relativno hladne, a vrhovi inverzija su relativno topli. Kao što su piloti izvesnog iskustva već mogli da uoče, oblačni slojevi se često nalaze blizu baze inverzije. Takođe, korisno je znati, da li je sloj inverzije poslednji sloj atmosfere do tla. Ako jeste, tada je to prizemna inverzija, jer baza sloja dodiruje tlo. Ovakve inverzije često nastaju noću i mogu biti ozbiljan izvor smicanja vetra (vidi Glavu 11).

Napomenimo da najnoviji sistemi za sondiranje atmosfere, pored upotrebe specijalnih balona sa sondom, uključuju i korišćenje: mikrotalasnih radara, poznatih pod nazivom "vind profajleri", zatim na tlu i u Kosmosu smeštenih radiometara, lasera i uređaja zasnovanih na merenju zvuka (sodari i radio akustični sodari).

STABILNOST SLOJA

Određivanje stabilnosti i/ili nestabilnosti sloja atmosfere je unapred određena procedura. Ona se sprovodi na osnovu podataka dobijenih sondiranjem atmosfere uz upotrebu stečenih znanja o *AVG* i *SAVG*. Ova procedura ima sledeće korake, prema navedenom redosledu.

1. Odabere se (sondažom dobijeni) sloj čija se stabilnost ispituje.
2. Izračuna se *AVG* vrednost za odabrani sloj.
3. Uporede se vrednosti *AVG* i *SAVG* unutar odabranog sloja.
4. Odredi se iz Tabele 5.2 koji od navedenih stabilnosnih kriterijuma je zadovoljen.

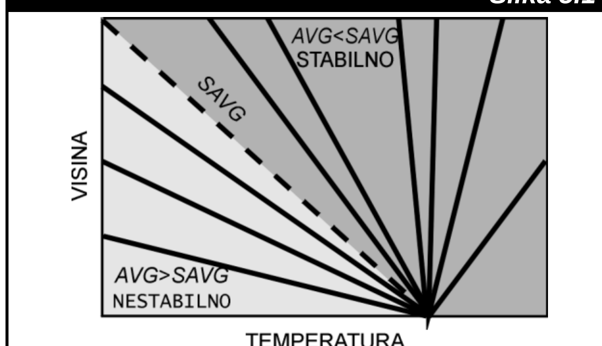
Tabela 5.2

Ako je	Tada je
AVG > SAVG	Nestabilno
AVG = SAVG	Neutralno
AVG < SAVG	Stabilno

Kriterijumi za određivanje stabilnosti sloja atmosfere.

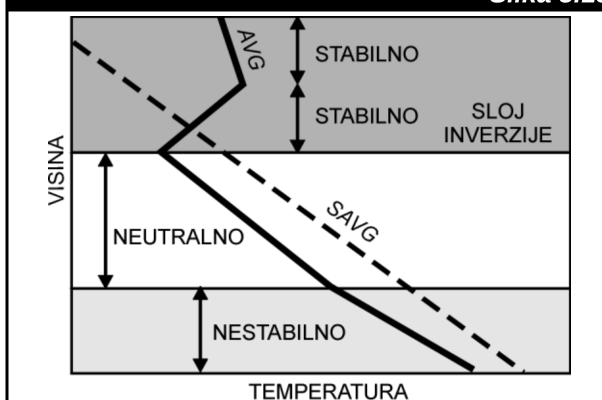
Prethodne stabilnosne kriterijume moguće je i grafički odrediti, Slika 5.14. Jedan primer određivanja stabilnosti i/ili nestabilnosti atmosfere dat je na Slici 5.15.

Slika 5.14



Kriterijum stabilnosti i vertikalni gradijent temperature. Neke sondažne krive u suvoj atmosferi (AVG) prikazane su zrakasto raspoređenim punim linijama, dok je SAVG vrednost prikazana isprekidanom linijom. Nestabilnost postoji kada je ugao između horizontalne ose (temperaturna) i AVG prave manji od ugla između horizontalne ose i SAVG prave. Obrnuto, stabilnost postoji kada je ugao AVG veći od SAVG ugla. Kada su AVG i SAVG prave paralelne stanje je neutralno. Takođe, uočimo da kada je SAVG ugao veći od 90^0 *postoji inverzija.*

Slika 5.15



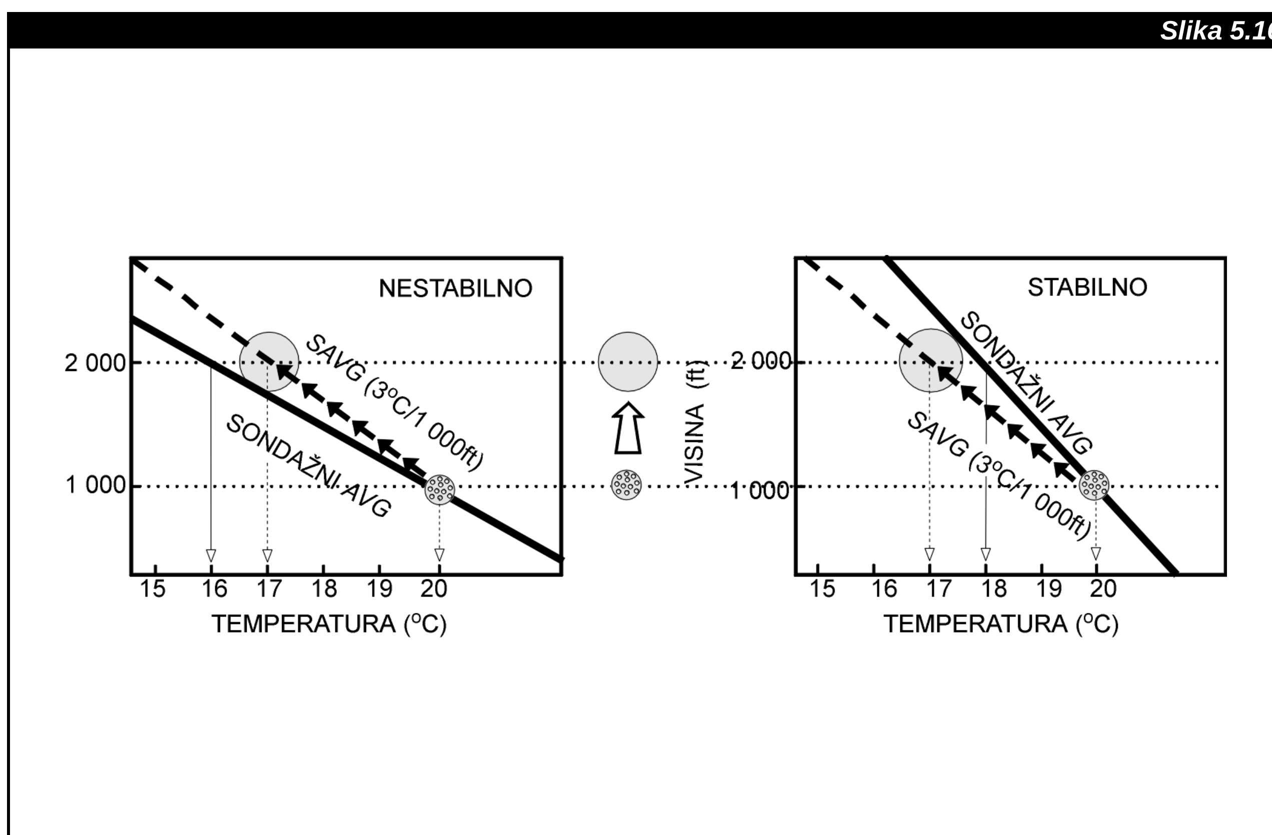
Sondažna kriva prolazi kroz različite slojeve. Možemo razlikovati dva stabilna sloja i po jedan neutralan i nestabilan sloj. Takođe, jasno je vidljiv i sloj inverzije.

Razmatrali smo dva različita načina za određivanje stabilnosti i/ili nestabilnosti atmosfere. Prvi uključuje određivanje temperature delića vazduha kada se on suvoadijabatski prinudno kreće nagore u odnosu na okolni vazduh. Drugi način zahteva poređenje vrednosti

aktuelnog/stvarnog (izmerenog/osmotrenog) vertikalnog gradijenta temperature i suvoadijabatskog vertikalnog gradijenta temperature. Teoretski posmatrano, primena bilo kod od oba navedena metoda daje ekvivalentan rezultat. To se lako može proveriti analizom situacije date na Slici 5.16. Na levom panelu temperatura delića na visini od 2 000 ft je veća od spoljne temperature, dok je ugao nagiba *AVG* prave oštriji od nagiba *SAVG* prave. Istovremeno, na desnom panelu temperatura delića je na visini od 2 000 ft manja od spoljne temperature, dok je ugao nagiba *AVG* prave tuplji od nagiba *SAVG* prave. Očigledno je da se prema oba načina određivanja stabilnosti, na levoj strani radi o nestabilnoj situaciji, dok je na desnoj strani prikazana stabilna situacija.

Ako se prilikom usponog i/ili nisponog kretanja delića vazduha stvara i/ili nestaje oblak, stabilnost delića može biti značajno modifikovana. Uticaj vlaga na stabilnost biće razmatrana u narednoj glavi.

Slika 5.16



Efekat razlike AVG i SAVG na stabilnost. U centralnom delu slike dati su; manji kružić, koji predstavlja delić vazduha na visini od 1 000 ft *i veći kružić, koji predstavlja isti delić vazduha na visini od* 2 000 ft*. Na levoj i desnoj strani prikazane su sondažne krive temperature (pune debele linije) i SAVG prave (isprekidane delimično streličaste linije). Manji kružići predstavlju položa delića vazduha na visini od* 1 000 ft*, dok veći kružići predstavljaju položaj istog delića vazduha na visini* od 2 000 ft*. Tačkastim tankim strelicama su pokazane vrednosti temperature u delićima vazduha na navedenim visinama, dok su punim tankim strelicama pokazane vrednosti temperature okolnog vazduha. Očigledno da je na levoj strani prikazana nestabilna situacija, dok je na desnoj strani prikazana stabilna situacija.*

Odeljak C

STABILNOST I VERTIKALNO KRETANJE

U prethodna dva odeljka su date informacije, kako o nastanku vertikalnog kretanja, tako i o značenju stabilnosti. U ovom odeljku ćemo pogledati kako stabilnost i/ili nestabilnost utiču na vertikalno kretanje u atmosferi.

Stabilna atmosfera ne sprečava vazduh da se vertikalno kreće, ali u njoj on to čini teže. U stabilnoj atmosferi delić vazduha mora dobiti "spolja" pomoć da bi nastavio kretanje nagore ili nadole. Ova "pomoć" dolazi od konvergencije/divergencije, orografskog dizanja ili frontalnog dizanja. U svim ovim slučajevima vazduh stalno mora biti pritiskan i/ili vučen nagore i/ili nadole. Stabilno okruženje zahteva stalnu "pomoć" za obavljanje vertikalnog kretanja, pa je u mnogim slučajevima ono vrlo malo, a vazdušno strujanje je slabo (utišano).

U nestabilnoj atmosferi početni "impuls (pobuda)" za vertikalno kretanje dolazi od zagrevanja podloge ili od nekog drugog procesa. Posle toga, vazduh se podiže bez "pomoći", jer postoji pozitivna sila potiska. Do kretanja dolazi, zato što je krećući vazduh uvek topliji od okolnog vazduha.

Vertikalna kretanja u nestabilnoj atmosferi su izrazitija nego u stabilnoj, a strujanje vazduha je turbulentno. Razlika između stabilnih i nestabilnih atmosferskih uslova najbolje se vide u izgledu oblaka, Slika 5.17.

Drugi vizuelni pokazatelji koji ukazuju na stabilne uslove su; prisustvo magle i sumaglice (vidi Glavu 6, Odeljak B). Ove pojave se često dešavaju u noćnim i jutarnjim satima, uglavnom zimi kada je prisutna prizemna inverzija, dok se nestabilanom vazduhu pridružuje dobra prozračnost (vidljivost) atmosfere. Pri nestabilnih uslovima doživljava se nemirno letenje. To se posebno može uočiti u nižim slojevima atmosfere u popodnevnim satima, naročito leti. U to doba dana tlo postaje toplije od okolnog vazduha, pa su uslovi u nižoj troposferi često nestabilni.

U mnogim situacijama se dešava da je nestabilan vazduh "zarobljen" jako stabilnim slojem, često inverzijom. U tom slučaju se slobodno dužući vazduh iz nestabilnog sloja zadržava kada dostigne stabilni sloj. Taj se efekat često čini vidljivim kod oblaka vertikalnog razvoja, čiji vrhovi bivaju uravnati na bazi stabilnog sloja, Slika 5.18.

Stabilnost i vertikalno kretanje su suštinski povezani. Ne samo da stabilnost deluje na vertikalno kretanje, kao što je prethodno pokazano, nego i vertikalno kretanje deluje na stabilnost. Nispono kretanje doprinosi povećanju stabilnosti, dok uspono kretanje smanjuje stabilnost. Zbog toga, iznad oblasti visokog pritiska (anticikloni i grebeni), gde se vazduh generalno posmatrano spušta, atmosfera je često stabilna. Suprotno, iznad oblasti niskog pritiska (cikloni i doline) atmosfera je često nestabilna, jer se vazduh generalno podiže. Uticaj ovih interakcija na oblake i vreme videćemo u narednim glavama.

Slika 5.17



Razlika u vertikalnom kretanju između stabilnih i nestabilnih uslova vidi se u izgledu oblaka, (prema: Lester F. P., 1995.). U stabilnim uslovima (gore), prostiranje oblaka je više slojasto, nego vertikalno; dok je u nestabilnim uslovima (dole) obrnuto, jer je vertikalno kretanje dominantno. Ove razlike će se bolje uočavati posle diskusiju o oblacima u sledećoj glavi.

Slika 5.18



Nestabilni vazduh nižih slojeva je izvor oblaka tipa Cumulus, (prema: Lester F. P., 1995.). Njihovi vrhovi se uravnavaju kada dostignu viši sloj stabilnog vazduha.

Sažetak

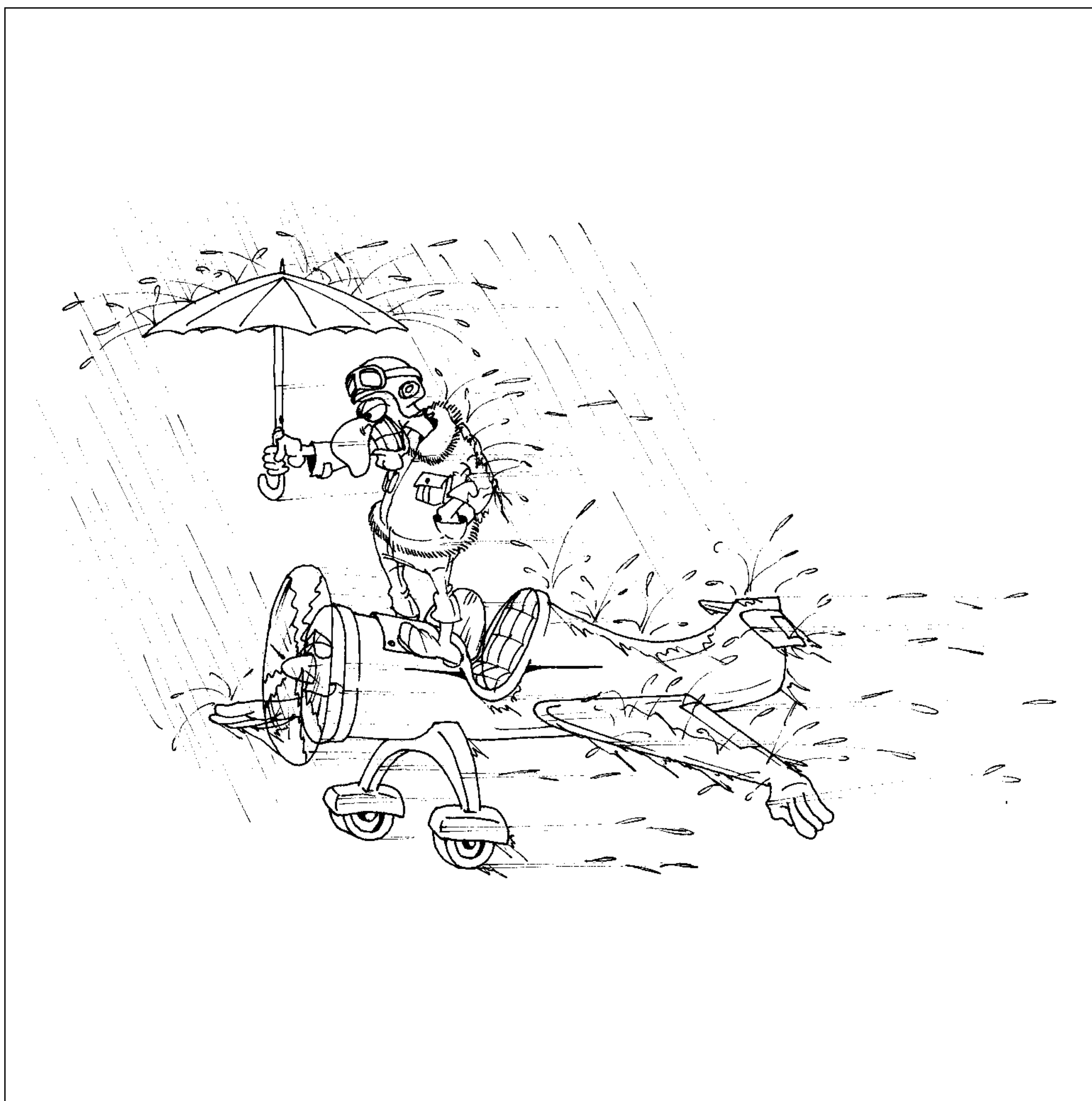
Vertikalno kretanje je kritično za vazduhoplovstvo. Njegova uloga je najvažnija u stvaranju turbulencije, oblaka i pridruženih pojava. Naučili smo da se uspono i nispono kretanje mogu izazvati frontovima, orografijom i zagrevanjem podloge. Znamo kako dolazi do konvergencije i divergencije u strujanju vazduha. Zatim, videli smo kako vertikalno kretanje povećava i smanjuje stabilnost atmosfere. Razumeli smo u kakvoj je vezi koncept stabilnosti sa silom potiska i adijabatskim procesima. Upotrebljavajući ove alate naučili smo kako se stabilnost atmosfere određuje upotrebom temperature dobijene sondažom. Informacije iz ove glave široko će se koristiti kasnije, kada se budu razmatrala različita pitanja vezana za oblačnost, ciklonska kretanja velikih razmera, grmljavinske nepogode i kretanja malih razmera kao što je turbulencija.

GLAVA 6
ATMOSFERSKA VLAGA

Uvod

U Glavi 1 je rečeno da je vodena para vrlo neravnomerno raspoređena po atmosferi i da zauzima mali procenat zapremine. Međutim, nesrazmerno svojoj količini, vodena para ima veliki značaj u formiranju vazduhoplovnog vremena. Njeno prisustvo je presudno u procesima zaleđivanja, grmljavinskih nepogoda, kiše koja se ledi, donjeg izliva, inja, slane i grmljavine.

U ovoj glavi, pod pojmom **atmosferska vlaga** podrazumevaćemo prisustvo vode u atmosferi u bilo kom agregatnom stanju; gasovitom, tečnom ili čvrstom. Istražićemo procese transformacije stanja vode jedno u drugo i uticaj temperature vazduha na ove transformacije. Kada se završi ova glava, razumeće se uzroci promene stanja i efekti toga na formiranje i disipaciju oblaka i proizvodnju padavina. Takođe, znaće se, kako se oblaci i padavine osmatraju i klasifikuju.



Odeljak A

KARAKTERISTIKE VLAGE

Iznad tropskih okeana je koncetracija vodene pare uvek ogromna, ali je to, u odnosu na ukupnu količinu vodene pare koja se svakog trenutka nalazi u atmosferi svega nekoliko procenata. U drugim oblastima, specijalno iznad kontinenata i iznad oblasti u višim geografskim širinama, svakodnevne verijacije vodene pare su velike, dok je srednja koncentracija vrlo mala. Uprkos navedenim ograničenjima u pogledu prisustva i promenjivosti vodene pare, ona čini osnovnu "građu" u proizvodnji vazduhoplovnog vremena. Bez vodene pare, problem atmosfere za pilote bio bi pojednostavljen, a veliki broj vazduhoplovnih meteorologa bi ostali bez posla. Međutim, kao što znamo, to ipak nije slučaj. Mnoge za vazduhoplovstvo opasne vremenske pojave duguju svoje postojanje prisustvu vodene pare, tečne vode i leda u atmosferi.

Da bi se raspravljalo o vlazi u atmosferi moramo prvo doći do izvesnih definicuja i naučiti osnove nekih fizičkih procesa. Te suštinske informacije će se izneti u ovom odeljku, a u kasnijim odeljcima one će se primeniti na objašnjenje oblačnosti i padavina.

AGREGATNA STANJA

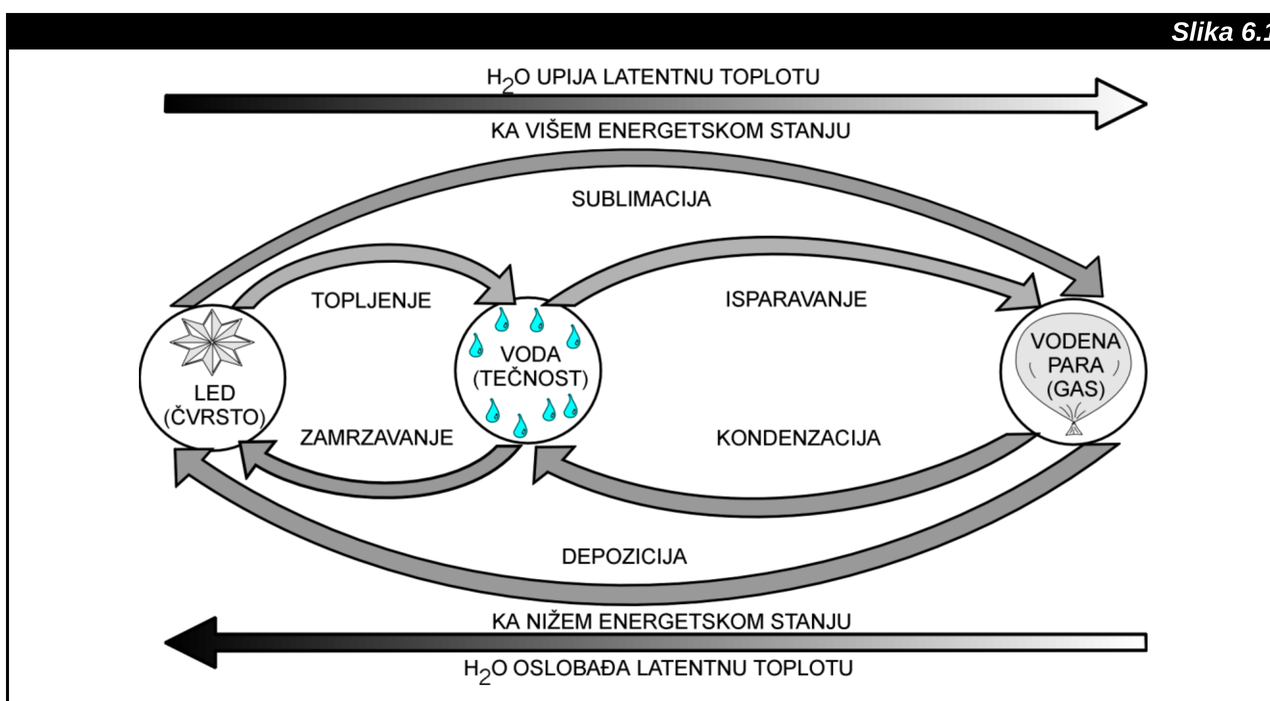
Tri **agregatna stanja** (**stanja**) vode mogu postojati u atmosferskim uslovima, Slika 6.1. Voda u stanju **vodene pare** je gas bez boje, mirisa i ukusa. Molekuli vodene pare se slobodno kreću kao kod bilo kog drugog gasa. Vodu u tečnom stanju (**voda**) čine molekuli čije je kretanje više ograničeno, nego kretanje molekula vodene pare na istoj temperaturi. Zatim, većina molekula u tečnom stanju se kreće u prostoru gde postoji jasna, ali lako promenjiva (površina vode) dodirna granica između vode i susednih supstanci. Na kraju, najmanju slobodu kretanja imaju molekuli u čvrstom stanju vode (**led**). Time je ledu obezbeđena velika čvrstina i jasna, ali teže promenjiva (površina leda) dodirna granica leda i susednih supstanci.

Promena stanja je transformacija jednog stanja vode u neko drugo stanje. Ove transformacije su grafički prikazane na Slici 6.1 pomoću zakrivljenih strela. Smer strela označava i smer promene stanja. Na gornjoj strani grafikona date su promene stanja u kojima dominiraju molekuli koji prelaze u stanja sa više energije. To su

- **topljenje**; kada led prelazi u vodu,
- **isparavanje**; kada voda prelazi u vodenu paru i
- **sublimacija**; kada led direktno prelazi u vodenu paru, bez vode kao međustanja.

Na donjoj strani grafikona date su promene stanja u kojima dominiraju molekuli koji prelaze u stanja sa manje energije. To su

- **kondenzacija**; kada vodena para prelazi u vodu,
- **zamrzavanje**; kada voda prelazi u led i
- **depozicija**; kada vodena para direktno prelazi u led, bez vode kao međustanja.



Promene stanja vode i nazivi promena.

Savremena vazduhoplovna i meteorološka literatura u većini slučajeva koristi ovde predloženu terminologiju za opis promene stanja vode. Međutim, moguće su i drugačije terminološke konvencije. One se uglavnom mogu naći u starijim izdanjima vazduhoplovne meteorološke literature. Na primer, često se može naći da je sublimacija proces kada vodena para direktno prelazi u led, bez vode kao međustanja. Tada se prelazak leda u vodenu paru naziva isparavanje ili isto kao kada voda prelazi u vodenu paru.

Promenjeno stanje u kretanjima molekula vode uvek je saglasno temperaturi promenjenog stanja. Međutim, situacija je malo drugačija tokom promene stanja. Tada postoje velike razlike u kretanju molekula, pa ono nije saglasno merljivoj temperaturi stanja. Na primer, ako voda isparava, energija koju koriste molekuli da pređu u vodenu paru pridružuje se stanju vodene pare, ili ako se događa kondenzacija, molekuli koji se vraćaju u vodu gube energiju, pa je ona saglasna stanju vode.

Količina energije koja se apsorbuje ili oslobodi kada voda menja stanje, naziva se **latentna toplota**. Apsorbovana energija je "skrivena" u molekulima vode, jer nije merljiva preko promene temperature višeg stanja. Kada molekuli prelaze u stanje sa manje energije oslobađa se energija koja je "osetna", jer se može meriti.

Verovatno je svako od nas mogao da oseti procese nastale zbog latentne toplote. Na primer, izlazeći iz vode nakon plivanja u toplom danu svi smo osetili hladnoću. Ona nastaje hlađenjem tela za količinu latentne toplote potrebne vodi na kože da ispari. Ovo, tzv. **vlažno hlađenje** je vrlo popularno u toplim klimatskim predelima, a svodi se na prethodno opisani princip hlađenja putem isparavanja. Hlađenje isparavanjem nije ograničeno samo na vodu. Na primer, često se kao tečnost za isparavanje koristi alkohol i njegove smeše. Stavljanjem alkoholnog pića na kožu oseća se hladnoća nastala prelaskom dela toplote kože u latentnu toplotu (sada "osetnu") isparavanja alkohola.

Isparavanje goriva u karburatoru avionskog motora, takođe dovodi do hlađenja. Kada se ono iskombinuje sa hlađenjem usled širenja vazduha u karburatoru, može doći do zaleđivanja čak i kada temperatura spoljneg (atmosferskog) vazduha nije negativna. Ovi problemi će se sa više detalja pretresti u Delu III.

Latentna toplota oslobođena tokom kondenzacije je glavni izvor energije za mnoge meteorološke cirkulacije. Na primer, toplota oslobođena u procesu kondenzacije tokom formiranja oblaka je važan činilac u stvaranju velike nestabilnosti i jakih vertikalnih kretanja praćenih grmljavinskim nepogodama. Slično, toplota uzeta iz tropskih okeana tokom isparavanja, postaje primarni energetski izvor za harikene u kojima se oslobađa kondenzacijom.

PRITISAK PARE

U mešavini atmosferskih gasova svaki pojedinačni gas proizvodi svoj pritisak ili **parcijalni pritisak**. Kada se svi parcijalni pritisci saberu dobija se ukupni atmosferski pritisak (1 013.25 hPa ili 760 mmHg ili 29.92 inHg na nivou mora standardne atmosfere). Parcijalni pritisak vodene pare se naziva **pritisak pare** - *PP*. To je sila po jedinici površine koju proizvode izdvojeni molekuli vodene pare u atmosferi. Ona je upravo proporcionalna količini vodene pare u atmosferi. Na primer, kada se vodena para dodaje u atmosferu, pritisak pare se povećava.

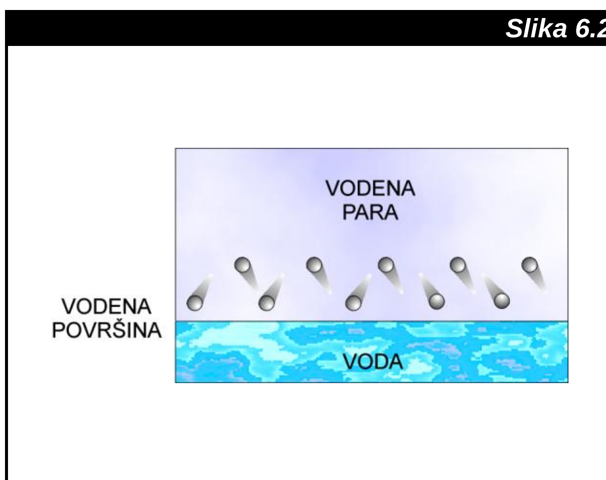
SATURACIJA

Važan uslov vezan za prisustvo vodene pare u atmosferi poznat je pod nazivom **zasićenje** (**saturacija**). On je u vezi s procesoma

- napuštanja površine vode/leda od strane nekih molekula vode i
- povratka nekih molekula vodene pare u vodu/led iznad površine vode/leda.

Procesi napuštanja i povratka molekula se uvek dešavaju, ako su istovremeno prisutni vodena para, voda, i led, čak i pri najintenzivnijim procesima isparavanja i sublimacije, odnosno kondenzacije i depozicije, redom. Tako, zasićenje je stanje u atmosferi (vazduhu) u kome je uspostavljena ravnoteža između broja molekula koji napuštaju vodu/led i koji se u nju/njega vraćaju. Ova ravnoteža se tim teže uspostavlja što ima više vazduha. Pritisak koji vodena para ima u uslovima ravnoteže naziva se **pritisak zasićene pare** - *PZP* (**saturacioni pritisak pare**), Slika 6.2.

Slika 6.2



Poprečni presek između vode i vodene pare. Loptice usmerene nadole označavaju molekule vode koji se vraćaju u vodu, dok loptice usmerene nagore označavaju molekule kiji napuštaju vodu. Kada isti broj molekula ide gore i dole, kaže se da se uspostavilo stanje zasićenja (saturacije).

Kada je u atmosferi uspostavljen pritisak zasićene pare, kaže se da je **atmosfera/vazduh zasićen**. Na primer, pod ISA uslovima vrednost pritiska zasićene pare iznosi oko 16.9 hPa, naspram 1 013.25 hPa ukupnog pritiska.

Zasićenje se može razumeti i kao mera za ocenu najveće količine vodene pare koja se može smestiti u vazduhu, ili kao mera najvećeg kapaciteta vazduha da primi vodenu paru na određenoj temperaturi. Zasićenje ima veliku praktičnu primenu, jer je vrlo korisno za objašnjenje nekih atmosferskih procesa, uključujući tu i procese promene stanja vode. Teoretski je dobro poznata relacija između pritiska zasićene pare i temperature, tako da je moguće odrediti PZP vrednost jednostavnim merenjem temperature vazduha. Vrednosti PZP na nekim karakterističnim temperaturama date su u Tabeli 6.1.

Tabela 6.1

TEMPERATURA (^{0}C)	PRITISAK ZASIĆENE PARE (hPa)	
	Led	Voda
- 40	0.14	0.20
- 30	0.37	0.51
- 20	1.02	1.25
- 10	2.60	2.88
0	6.10	6.10
10	-	12.26
20	-	23.36
30	-	42.43
40	-	73.80

Zavisnost pritisaka zasićene pare (PZP) od temperature.

Tabela 6.1 nam pokazuje i dve važne karakteristike pritisaka zasićene pare.

1. Vidimo da se vrednost pritiska zasićene pare rapidno povećava povećanjem temperature. Na primer, posmatrajmo zasićen vazduh u oblaku (vidi Odeljak B). U njemu se proces isparavanja ne dešava, pošto je kapacitet vazduha da primi nove molekule vodene pare popunjen. Ako se taj vazduh zagreje, njegov kapacitet se povećava, što dovodi do isparavanja oblaka. Više detalja o procesima formiranja i disipacije oblaka daće se kasnije.
2. Uočava se da postoje dve vrednosti pritiska zasićene pare na temperaturama ispod 0 ^{0}C, tako da se;
   - jedna vrednost pritiska odnosi na zasićenje u uslovima kada se razmena molekula vode obavlja između leda i vodene pare (**pritisak zasićenje pare u odnosu na led**), dok se
   - druga vrednost pritiska odnosi na zasićenje u uslovima kada se razmena molekula vode obavlja između tečne vode na temperaturama ispod 0 ^{0}C (**prehlađena voda**) i vodene pare (**pritisak zasićenje pare u odnosu na prehlađenu vodu**).

Vidimo da je na jednakoj temperaturi pritisak zasićene pare u odnosu na led manji, nego u odnosu na prehlađenu vodu.

Koncept pritiska zasićene pare pomaže da se objasni kako dolazi do ključanja vode. **Ključanje** se javlja kada pritisak zasićene vodene pare postane jednak ukupnom pritisku. Ova pojava je na srednjem nivou mora moguća pod ISA uslovima kada temperatura vode dostigne 100 ^{0}C. Na toj temperaturi (**temperatura ključanja vode**), mehuri vodene pare prolaze kroz vodu do površine. Jasno je da se smanjenjem pritiska smanjuje temperatura ključanja vode. U vezi s ovim, postaje razumljiv ranije naveden podatak da bi bez kompresionih odela u uslovima vrlo niskog pritiska na velikim visinama fluidi ljudskog tela brzo isparili (krv "proključa"). Na drugoj strani, temperatura vazduha, pod pritiscima koji su uobičajeni na nivou mora (sem u slučaju vulkanskih erupcija ili nekih čovekovih aktivnosti, kao što su nuklearne eksplozije), nikada ne poraste do vrednosti na kojoj bi se pritisak zasićene pare izjednačio sa ukupnim pritiskom.

JEDINICE ZA MERENJE VLAŽNOSTI

Nabrajanje uobičajenih jedinica za merenje vlažnosti vazduha i metoda osmatranja vlažnosti, ranije nismo mogli da uradimo, jer su nam nedostajale definicije zasićenja, pritiska pare i pritiska zasićene pare. Sada, pošto su one date, definišimo nekoliko uobičajenih veličina za merenje vlažnosti vazduha.

Relativna vlažnost - *RV* se izražava u procentima, a dobija se množenjem broja 100 i količnika izmerenog pritiska pare (*PP*) na datoj temperaturi i pritiska zasićene pare (*PZP*) uzete na istoj temperaturi ili

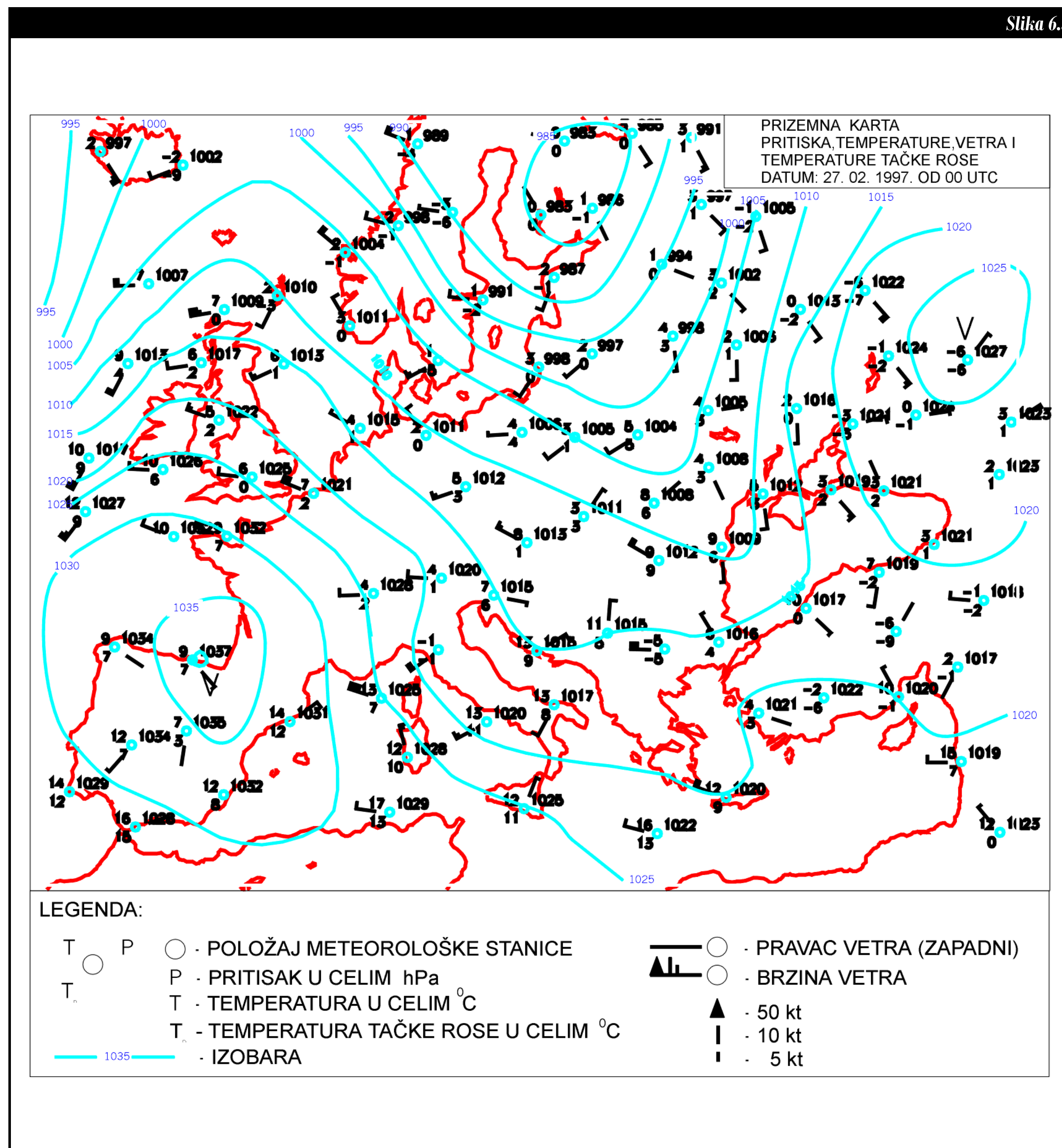
$$RV(\%) = 100 \times \frac{PP}{PZP}.$$

Ovako dobijena vrednost se kreće u granicama od 0 % ($PP = 0$; suv vazduh) do 100 % ($PP = PZP$; vazduh je maksimalno zasićen vodenom parom). Veličine *PP* i *PZP* zavise od temperature, pa i relativna vlažnost zavisi od temperature. Vidimo da je relativna vlažnost mera zasićenosti atmosfere vodenom parom. Ova mera nam ne govori koliko ima vodene pare u atmosferi, već koliki je deo najvećeg kapaciteta vazduha da primi vodenu paru na datoj temperaturi zauzet vodenom parom. Na primer, zasićeni vazduh na temperaturi -20 ^{0}C ima samo jedan dvadeseti deo vodene pare zasićenog vazduha na temperaturi od 20 ^{0}C, mada je u oba slučaja $RV = 100$ %. Drugi primer, pretpostavimo da je vazduh van pilotske kabine zasićen ($RV = 100$ %) na temperaturi od -10 ^{0}C. Ako se pomoću ventilatora taj vazduh ubaci u pilotsku kabinu, na primer, zagrejanu do 10 ^{0}C, njegova relativna vlažnost će tada biti samo 25 %.

Tačka rose je temperatura do koje bi trebalo ohladiti vazduh da bi (prvi put) došlo do kondenzacije (zasićenja) pri nepromenjenom vazdušnom pritisku i nepromenjenoj sadržini vodene pare u vazduhu. Ova veličina je još poznata pod nazivom **temperatura tačke rose** - *TTR*. Ona je uvek manja od temperature vazduha, uz jedan izuzetak. Kada je vazduh zasićen ($RV = 100$ %), temperatura i temperatura tačke rose su jednake. Slično kao i relativna vlažnost, temperatura tačke rose je mera zasićenosti vazduha vodenom parom. Ona nam govori o tome, do koje temperature bi trebalo ohladiti vazduh da bi se dogodilo zasićenje. Na Slici 6.3 prikazan je uzorak osmotrenih prizemnih meteoroloških polja, među kojima je prikazana i osmotrena vlažnost u obliku temperature tačke rose.

U vazduhoplovstvu se temperatura tačke rose mnogo više koristi od relativne vlažnosti. Tačka rose je izuzetno pogodna u predviđanju količine padavina i zaleđivanja. Međutim, relativna vlažnost je pogodnija za predviđanje oblaka, magle i male vidljivosti.

Slika 6.3

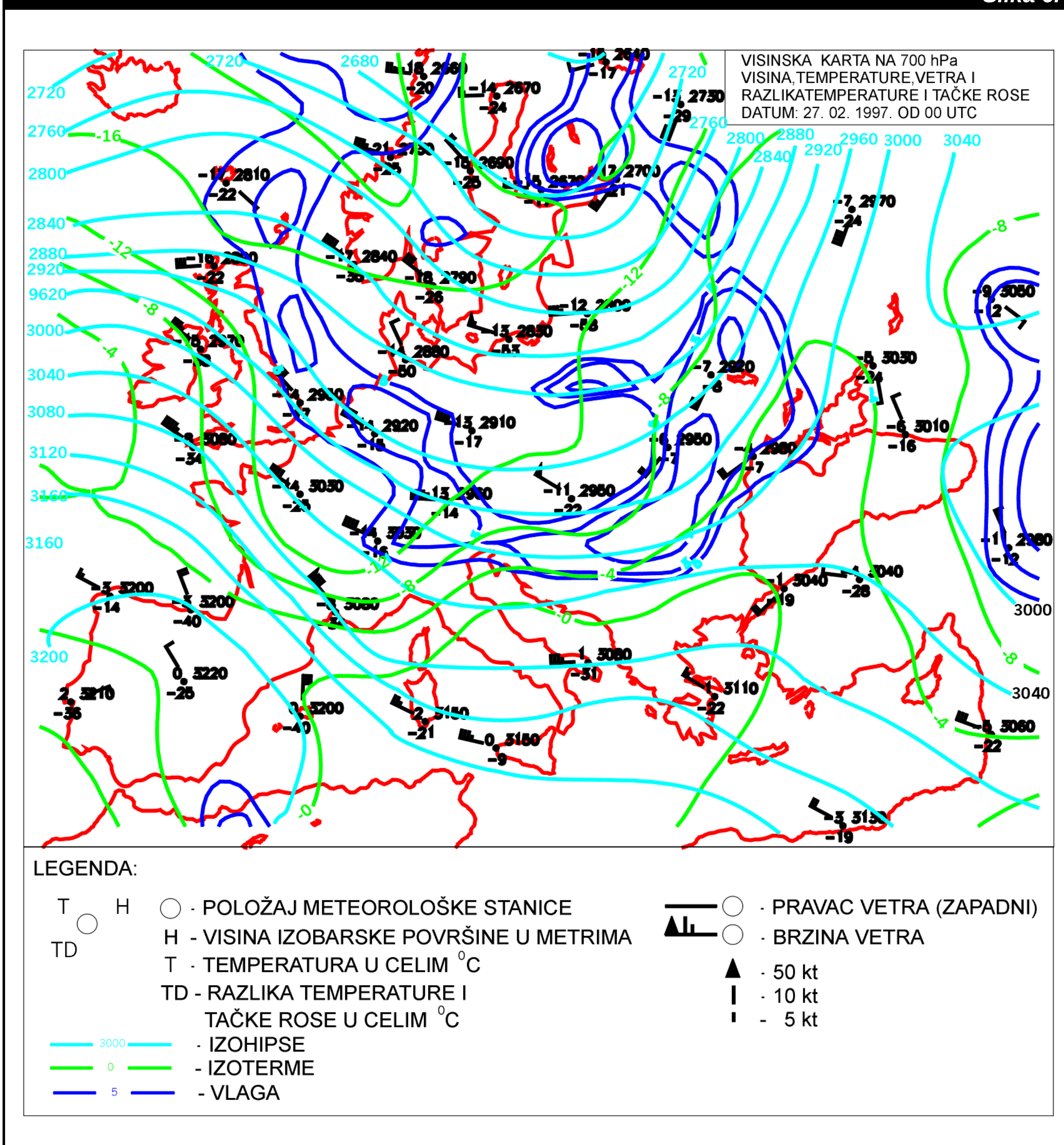


Karta prikazuje osmotrena prizemna polja; analiziranog pritiska, upotrebom izobara na svakih 5 hPa, temperature, vetra i temperature tačke rose. Kružićima su označeni geografski položaji meteroloških stanica, a brojevima oko njih su prikazane vrednosti polja prema konvenciji naznačenoj u legendi.

Razlika temperature i tačke rose je još jedna vrlo korisna veličina za iskazivanje vlažnosti. Ova veličina se dobija kao razlika između temperature vazduha i temperature tačke rose. Kada je razlika mala, relativna vlažnost je visoka. Važi i obrnuto, kada je razlika velika, relativna vlažnost je niska. Na Slici 6.4 prikazan je uzorak osmotrenih visinskih meteoroloških polja, među kojima je prikazana i osmotrena vlažnost u obliku razlika temperature i tačke rose.

Apsolutna vlažnost se definiše kao količina vodene pare u jedinici zapremine i/ili mase vazduha. Ona se obično daje u gramima po kubnommetru/kilogramu vazduha. Na primer, u ekstremno vlažnom vazduhu može biti i do 30 g vodena pare po jednom kilogramu vazduha.

Slika 6.4



Karta prikazuje na standardnoj izobarskoj površini 700 hPa *osmotrena polja: analiziranog pritiska, upotrebom izohipsi na svakih* 40 m*; analizirane temperature, upotrebom izotermi na svakih* 4 ^{0}C*; analizirane vlage, upotrebom linija istih razlika temperature i temperature tačke rose na svaka* 2 ^{0}C*; i vetra. Kružićima su označeni geografski položaji meteroloških stanica, a brojevima oko njih su prikazane vrednosti polja prema konvenciji naznačenoj u legendi*

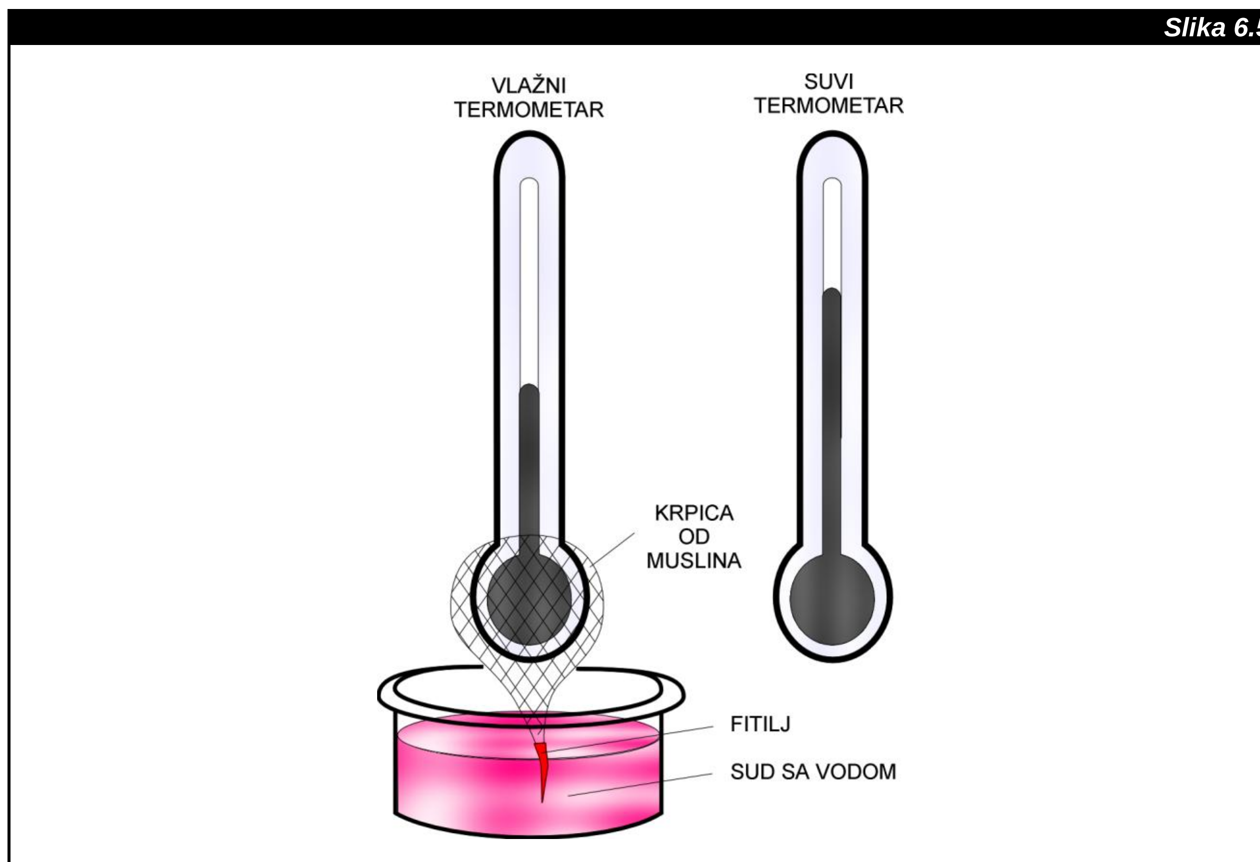
Pominjanje termina rosa nameće potrebu davanja kompletnih informacija o značenju ovog i sličnih termina upravo na ovom mestu. **Rosa** predstavlja produkt kondenzacije (vrstu padavina) koja se pojavljuje na raznim predmetima (npr. krilo parkiranog aviona) na tlu. Ovi predmeti su zbog sopstvene radijacije tokom noći postali hladniji od okolnog vazduha. Hladeći okolni vazduh, oni često redukuju njegovu temperaturu do tačke rose, izazivajući time kondenzaciju. Ako se posle stvaranja rose temperatura spusti ispod 0 ⁰C stvaraju se ledeni kristali u vidu belih slojeva, poznatih pod nazivom **inje**. Za razliku od rose, **slana** (**mraz**) je depozicioni produkt (vrsta padavina), koji nastaje na temperaturama tačke rose ispod 0 ⁰C. Ponekad se u ovakvoj vrsti literature, temperatura na kojoj dolazi do depozicije naziva **temperatura tačke slane**, što je sa aspekta analogije u odnosu na temperaturu tačke rose ispravnije. Međutim, u praksi se i u ovim slučajevima temperatura na kojoj dolazi do zasićenja naziva temperatura tačke rose. Fenomenološki posmatrano rosa, inje i slana (mraz) spadaju u padavine, o čemu će se mnogo kompletnije informacije dati tek u Odelku C ove glave.

OSMATRANJE VLAŽNOSTI

Za operativne potrebe vlažnost vazduha se meri određivanjem temperature tačke rose. Pošto je direktno merenje tačke rose dosta složeno, koriste se indirektni metodi. Instrument koji se za tu svrhu upotrebljava naziva se **psihrometar**, Slika 6.5.

Psihrometar je konstuisan od dva termometra. Jedan meri temperaturu vazduha (**suvi termometar**). Drugi termometar (**vlažni termometar**) je obavijen vlažnom krpicom od muslina. Krpica se preko fitilja stalno natapa vodom, tako da se u okolini termometra uspostavlja zasićeno stanje vazduha. Zbog trošenja toplote na isparavanje vode sa krpice, temperatura koju pokazuje vlažni termometar je uvek manja ili jednaka temperaturi suvog termometra. Razlika u pokazivanju ova dva termometra poznata je kao **psihrometarska razlika**. Na primer, ona je velika za suvu atmosferu, a jednaka je nuli za zasićenu atmosferu.

Pošto su relacije između suvog termometra, psihrometarske razlike i tačke rose/relativne vlažnosti dobro poznate, može se lako izračunati pritisak pare. Time se dobijaju osnovni podaci za određivanje i ostalih veličina vlažnosti vazduha. U Dodatku 3 ove knjige date su u tabelarnom obliku osnovne relacije između temperature suvog termometra, psihrometarske razlike i vrednosti tačke rose/relativne vlažnosti.



Šematski prikaz merenja vlažnosti vazduha upotrebom psihrometra.

Odeljak B

OBLAČNOST

Oblak je mešavina vodenih kapi i/ili ledenih kristala u atmosferi. U oblaku i njegovoj okolini prisutni su kondenzacija, sublimacija, isparavanje, oslobađanje latentne toplote, sneg, kiša i drugi važni procesi, kao što su sve vrste opasnih vremenskih pojava uzrokovanih zasićenošću atmosfere. U ovom odeljku ćemo proučiti uzroke nastanka oblaka i vrste oblaka.

FORMIRANJE OBLAKA

Faktori koji utiču na formiranje oblaka mogu se podeliti u tri grupe.

1. Vodena para.
2. Jezgra kondenzacije.
3. Hlađenje i/ili dovođenje vodene pare.

VODENA PARA

Oblaci se ne formiraju u suvom vazduhu. Njihov razvoj zahteva adekvatnu količinu vodene pare. Ona se dovođenjem u stanje zasićenosti pretvara u vodene kapi i/ili ledene kristale, odnosno u tzv. **oblačne deliće**. Formiranje oblaka je uvek mnogo pogodnije u vazduhu visoke relativne vlažnosti nego u suvljem vazduhu.

JEZGRA KONDENZACIJE

Jezgra kondenzacije su mikroskopski delići čvrste materije. Ovi delići dospevaju u atmosferu najčešće sa zemljine površine. Jezgra kondenzacije obezbeđuju da se vodena para kondenzuje u vodu ili deponuje u led. Ponekad se delići koji doprinose depoziciji nazivaju i **jezgra depozicije**, a ako se za ovaj proces koristi termin sublimacija nazivaju se i **jezgra sublimacije**. Međutim, u ovoj knjizi uvek će se koristiti samo termin jezgra kondenzacije. Za ovakve čestice se povremeno kaže i/ili se nazivaju i "higroskopske" čestice, pošto privlače vodu. Bez prisustva ovih delića promene stanja vode mnogo teže bi se obavljale. Srećom, odgovarajući broj jezgra kondenzacije je uvek prisutan u atmosferi, tim više što je visina niža. Atmosfera njihovo prisustvo duguje procesima turbulentnog transporta iz prizemnih u više slojeve:

- delića morske soli, nastalih rasprskavanjem morskih talasa u sićušne kapi čijim isparavanjem u vazduhu ostaje so,
- prašine različitog porekla i
- produkata sagorevanja.

Dimenzije delića čvrste materije koji čine jezgra kondenzacije kreću se u granicama od 10^{-6} cm do 10^{-4} cm. U nižim slojevima atmosfere ovakvih delića uglavnom ima 2 000 do 50 000 komada po cm^3, dok ih u naseljenim i industrijskim mestima ima neuporedivo više.

HLAĐENJE I/ILI DOVOĐENJE VODENE PARE

Teoretski posmatrano, da bi se formirao oblak u nezasićenom vazduhu, on se mora ohladiti ili mu se mora dodati izvesna količina vodene pare. U oba slučaja nužno je postići vrednost relativne vlažnosti od 100 %. U atmosferskim uslovima to se dešava mnogo češće hlađenjem, nego dovođenjem vodene pare. Poznato nam je iz prethodnih razmatranja da se putem hlađenja postiže zasićenje, zato što se kapacitet vazduha da primi vodenu paru smanjuje padom temperature.

Hlađenje koje dovodi do formiranja oblaka je obično rezultat jednog od sledeća dva procesa.

1. **Kontaktno hlađenje** (dodir vazduha i hladnijeg tla) je proces hlađenja zbog provođenja toplote od toplijeg vazduha ka hladnijem tlu. Ova vrsta hlađenja je uglavnom odgovorna za nastanak **magle** ili **oblaka na tlu**, rose, inja i slane. Trebalo bi znati da kontaktno hlađenje uvek povećava stabilnost atmosfere.
2. **Adijabatsko širenje** (adijabatsko hlađenje) je proces hlađenja zbog adijabatskog širenja nastalog usponim kretanjem vazduha. Ova vrsta hlađenja stvara većinu oblaka iznad tla (npr. u slobodnoj atmosferi). Kad god se vidi oblak u slobodnoj atmosferi, to znači da se vazduh najverovatnije kreće vertikalno nagore ili da je neposredno pre toga bio u usponom kretanju. Ako oblak nestaje/disipira (raspada se), to je često znak da se na tom mestu vazduh kreće nispono. Nestanak oblaka je često povezan i sa suvoćom okolnog vazduha. U oba slučaja rezultat je isti; odlak nestaje isparavanjem. Kao što je rečeno, kontaktno hlađenje uvek dovodi do formiranja stabilnog vazduha, dok je adijabatsko hlađenje povezano, kako za stabilan, tako i za nestabilan vazduh.

Dovođenje vodene pare nije dominantan proces u postupku stvaranja oblaka. Međutim, postoje situacije kada je ovaj proces odlučujući u formiranju oblaka. To se dešava prilikom isparavanja vode iznad relativno toplog mora u relativno hladan vazduh. Tom prilikom nastaje posebna vrsta magle. Razmatranje ovog fenomena biće detaljnije razmatrano u delu o vrstama magli.

LATENTNA TOPLOTA I STABILNOST

Kao što znamo, prilikom zasićenja vazduha dolazi do oslobađanja latentne toplote. To je posebno važno kada se delić vazduha podiže i adijabatski hladi, jer dodatna toplota može izazvati važne promene u stabilnosti.

Kada se proces kondenzacije dogodi u deliću vazduha koji se uspono kreće, adijabatsko hlađenje je delimično neutralizovano zbog zagrevanja od oslobođene latentne toplote. Treba znati da latentna toplota nikada kompletno ne neutrališe adijabatsko hlađenje. Zasićeni delić nastavlja da se hladi tokom usponog kretanja, ali sporije, nego kada je bio nezasićen. Opisana pojava se naziva **vlažnoadijabatski proces**. Ovom procesu odgovara vertikalni gradijent temperature pod nazivom **vlažnoadijabatski vertikalni gradijent temperature** - *VAVG*. Za razliku od *SAVG*, za koji znamo da je konstanta (3 ^{0}C/1 000 ft ili 1 ^{0}C/100 m), *VAVG* je promenjiva veličina. Ova veličina najviše zavisi od temperature. Povećanjem temperature *VAVG* se smanjuje i obrnuto. Na primer, *VAVG* ima samo trećinu *SAVG* vrednosti na temperaturi od $t = 38$ ^{0}C. Na drugoj strani, vrednosti *VAVG* i *SAVG* su skoro izjednačene na vrlo niskim temperaturama (ispod -40 ^{0}C). To je zbog toga, jer zasićeni vazduh sadrži mnogo više vodene pare na visokim, nege na niskim temperaturama, dok je na vrlo niskim temperaturama sadržina vodene pare zanemarljiva.

Nivo u atmosferi gde se prvi put dogodi kondenzacija vazduha (nastaje oblak) naziva se **nivo kondenzacije**. Ispod nivoa kondenzacije podižući delići vazduha se hlade prema *SAVG* vrednosti, a iznad nivoa kondenzacije hlađenje se obavlja prema *VAVG* vrednosti. Pošto stabilnost delića zavisi od razlike između temperature delića i temperature okolnog vazduha, zasićen podižući delić će biti "manje stabilan", nego nezasićen delić pod ostalim nepromenjenim uslovima. Izraz "manje stabilan" ne znači obavezno i nestabilan.

Do sada smo upoznali tri kategorije stabilnosti (stabilno, nestabilno i neutralno) u atmosferi. Međutim, postoji i četvrta kategorija stabilnosti koja je prikazana na Slici 6.6. Iz grafičkog primera se vidi da ako je delić vazduha nezasićen on je stabilan, dok kada se zasićenje dostigne delić postaje nestabilan. Tako, tada se kaže da je predstavljeni delić u stanju **uslovne nestabilnosti**. Reč "uslovno", odnosi se na potrebu da delić postane zasićen da bi bio nestabilan.

OSMATRANJE OBLAČNOSTI

Oblaci su važni indikatori stanja atmosfere. Oni daju vizuelni utisak o važnim vremenskim promenama, uključujući napredovanje i povlačenje velikih vremenskih sistema (vazdušnih masa i ciklona), vetra, turbulencije i stabilnosti. Dobro vlastito (pilotsko) osmatranje oblaka je suštinsko za bezbedno letenje.

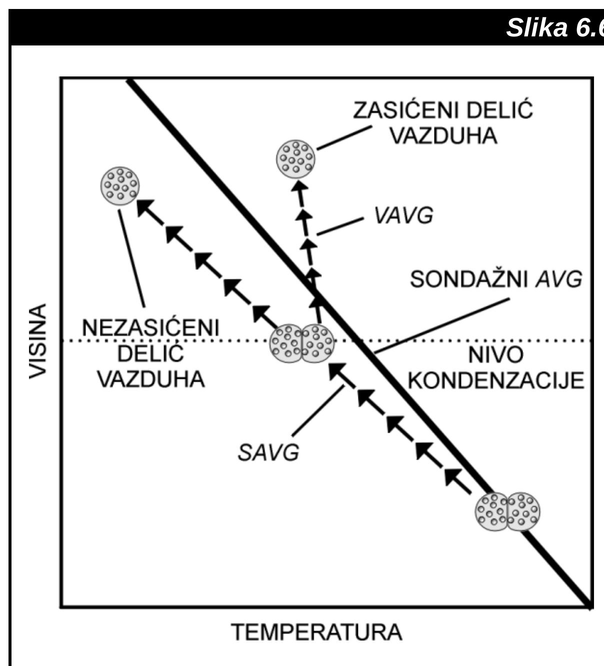
STANDARDI OSMATRANJA

Oblaci, kao i svi do sada pomenuti činioci vazduhoplovnog vremena, najčešće se osmatraju na meteorološkim stanicama. Svaki pilot mora znati da koristi podatke o osmotrenim oblacima. Oni se mogu koristiti kako za izradu plana leta, tako i za donošenje odluka tokom leta. Jako je važno da se razvije sposobnost za interpretaciju dobijenih osmatranja, kao i za vlastito osmatranje. Takođe, treba naučiti kakva je razlika između osmatranja pravljenog sa tla, u odnosu na osmatranje iz pilotske kabine. Zbog svega navedenog, pilot mora da nauči kako se oblačnost osmatra i kako se dobijeni podaci koriste.

Osmatranjem oblačnosti određuje se **stanje neba**. Parametri stanja neba podrazumevaju merenje ili procenu pet veličina:

1. Visine oblaka i/ili vertikalne vidljivosti,
2. Količine neba prekrivenog oblacima,
3. Vidljivosti
4. Vrste magli i
5. Vrste oblaka.

Slika 6.6



Ako se dva delića vazduha iste temperature podižu na istu visinu, polazeći od istog nivoa, delić vazduha koji je postao zasićen biće topliji od nezasićenog delića. U tom slučaju, nezasićeni delić ostaje hladniji (stabilno) nego okolni vazduh, dok je iznad nivoa kondenzacije zasićeni delić postao topliji od okolnog vazduha (nestabilno).

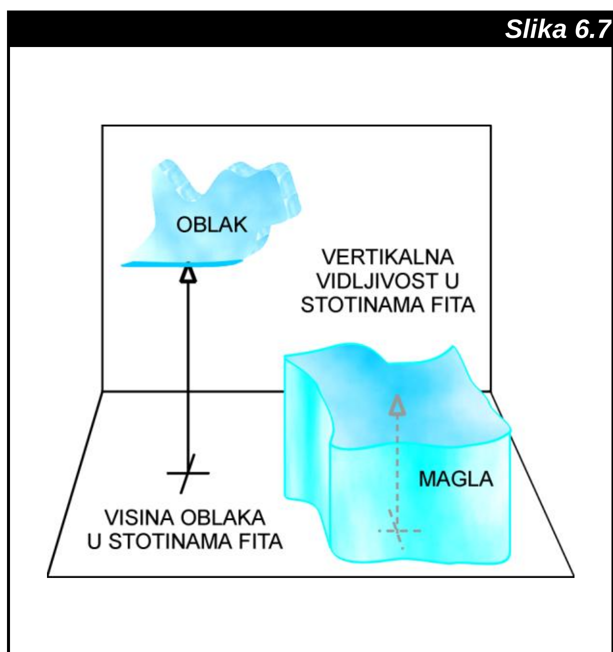
VISINA OBLAKA I/ILI VERTIKALNA VIDLJIVOST

Baza (osnova) oblaka se može definisati kao rastojanje nivoa kondenzacije od podloge. **Oblačni sloj** čine svi oblaci čija je baza približno na istom nivou. Oblačni sloj može biti neprekidan prekrivač neba ili se može sastojati od mnogo pojedinačnih oblaka. U konkretnom slučaju na nebu se može osmotriti nijedan, jedan ili istovremeno više oblačnih slojeva.

Visina oblaka predstavlja rastojanje baze oblaka od podloge. Visina oblaka se izražava u jedinicama za dužinu. U vazduhoplovstvu se najčešće koriste stotine fita, dok se u drugim meteorološkim disciplinama odomaćila upotreba metra i kilometra. Međutim, strogoća date definicije visine oblaka u praksi nije sasvim primenjiva. Na primer, klasična definicija magle kao "oblaka na tlu" ne mora obavezno značiti da je baza oblaka baš na tlu u trenutku kada se osmatra magla. Dovoljno je da baza oblaka bude na izvesnom bliskom rastojanju od tla. Tako, za ovu priliku će se smatrati da magla postoji kada je visina oblaka 165 ft ili manja.

U slučajevima kada je baza oblaka vrlo niska i iskidana i/ili kada je prisutna magla u uslovima nevidljivig neba, umesto visine oblaka osmatra se **vertikalna vidljivost**. Vertikalna vidljivost je veličina za meru najdužeg rastojanja koje vidi osmatrač normalnog vida sa tla u vertikalnom pravcu. Ona se izražava u istim jedinicama kao i visina oblaka. Primeri visine oblaka i vertikalne vidljivosti dati su na Slici 6.7.

Slika 6.7



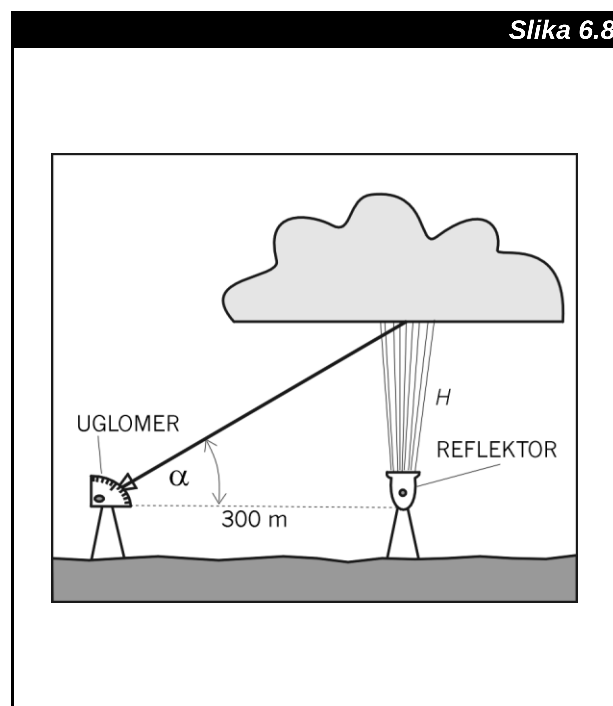
Visina oblaka je rastojanje baze oblaka od podloge (leva strana). Kada baza oblaka nije jasno definisana ili kada je nebo kompletno nevidljivo, umesto visine oblaka osmatra se vertikalna vidljivost (desna strana).

Visinu oblaka je teško izmeriti, a ponekad i proceniti. Ovo ograničenje ponekad može biti opasno, pošto je često visina baze oblaka najvažniji faktor u određivanju nivoa meteorološke bezbednosti na aerodromu. Da bismo bili spremni da predupredimo opasnosti koje mogu iz ovakvih situacija da proisteknu, upoznajmo detaljnije uslove osmatranja oblačnosti. Tako, visina oblaka se može dobiti na nekoliko načina.

1. U toku obdanice, prilikom sondiranja atmosfere se merenjem vremena potrebnog balonu da "nestane" u oblacima i na osnovu poznate brzine penjanja, izračunava pređeni put balona do nestanka. Pređeni put predstavlja visinu baze oblaka. Na isti način mogu se koristiti i pilot baloni.
2. U toku noći, pomoću reflektora, kao što to prikazuje Slika 6.8. Reflektor postavljen na poznatoj udaljenosti (300 m) od osmatrača baca uzan i jak snop svetlosti vertikalno naviše, stvarajući svetlu mrlju na bazi oblaka. Merenje baze se sastoji u određivanju ugla (α) svetlosne mrlje iz položaja osmatrača. Nakon toga, upotrebom jednostavne trigonometrijske relacije (tangensa ugla - tan) izračunava se visina baze oblaka (H), po formuli

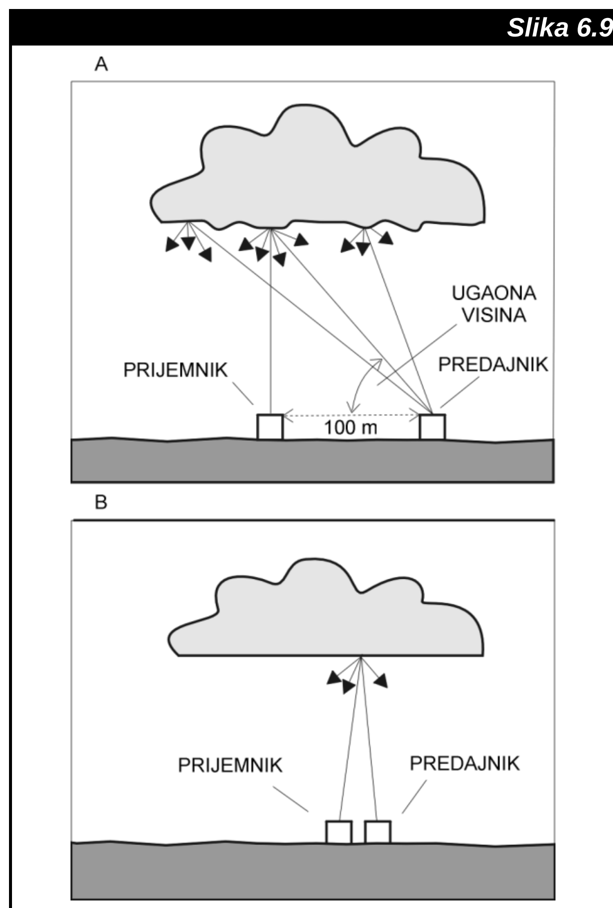
$$H = 300 \times \tan(\alpha).$$

Slika 6.8



Određivanje visine oblaka pomoću reflektora.

3. Specijalno napravljen uređaj za automatsko merenje i trajnu registraciju visine oblaka nezavisno od doba dana naziva se **telemetar** ili **silimetar**. Danas ovakvi uređaji rade korišćenjem više tehničkih principa. Za ovu priliku opišimo dva najrasprostranjenija, Slika 6.9.



Dva ničina određivanja visine oblaka upotrebom *telemetra ili silimetra.*

Prvi od njih (skica A) predstavlja automatizaciju prethodno opisanog metoda zasnovanog na upotrebi reflektora. Merni delovi se sastoje od uređaja za emitovanje svetlosti (predajnik) i uređaja za prijem samo vertikalno odbijene svetlosti od oblaka (prijemnik), pod uglom koji se meri. Sada, visina oblaka se određuje iz poznatog rastojanja (100 m) između predajnika i prijemnika i izmerenog ugla pod kojim se emitovani zrak svetlosti iz predajnika odbio od oblaka do prijemnika u vertikalnom pravcu.

Drugi često korišćen uređaj (skica B) se sastoji od predajnika za slanje svetlosnog signala vertikalno nagore i blizu njega postavljenog prijemnika za prihvat odbijene svetlosti. Na osnovu izmerenog vremena potrebnog svetlosti da dospe od predajnika do prijemnika, lako se može izračunati visina oblaka. Nedostatak ovih uređaja je što ne mogu da radi po snegu, susnežici, obilnoj kiši ili magli.

4. Veoma koristan podatak o visini oblaka može biti informacija očitana sa altimetra o visini vazduhoplova na nivou baze oblaka, koju saopštava posada vazduhoplova prilikom poletanja, sletanja, ili u drugim prilikama.
5. Pouzdan podatak o visini oblaka može se dobiti upoređivanjem visine baze oblaka i poznatih visina visokog tla (brdo ili planina).
6. Ocenu visine oblaka zadovoljavajuće tačnosti mogu da daju i iskusni osmatrači.

Oblak je atmosferska tvorevina čije vertikalne dimenzije nisu beznačajne. Njegov vertikalni kraj bliži tlu nazvali smo baza oblaka. Zbog neuporedivo većeg značaja za vazduhoplovstvo baze oblaka u odnosu na približno najviši ili najviše delove oblaka (**vrh oblaka**), prihvaćeno je da se pod visinom oblaka podrazumeva samo visina njegove baze. Međutim, ponekad je potrebno znati i do kojih se najviših visina prostire oblak. Za tu priliku se osmatra vrh oblaka. Osmatranja iz aviona obično omogućavaju najprecizniju informaciju o vrhu oblaka, mada se to može dobiti i sondiranjem atmosfere. U najnovije vreme vrlo upotrebljive informacije o visini vrhova oblaka daju radarski i satelitski snimci.

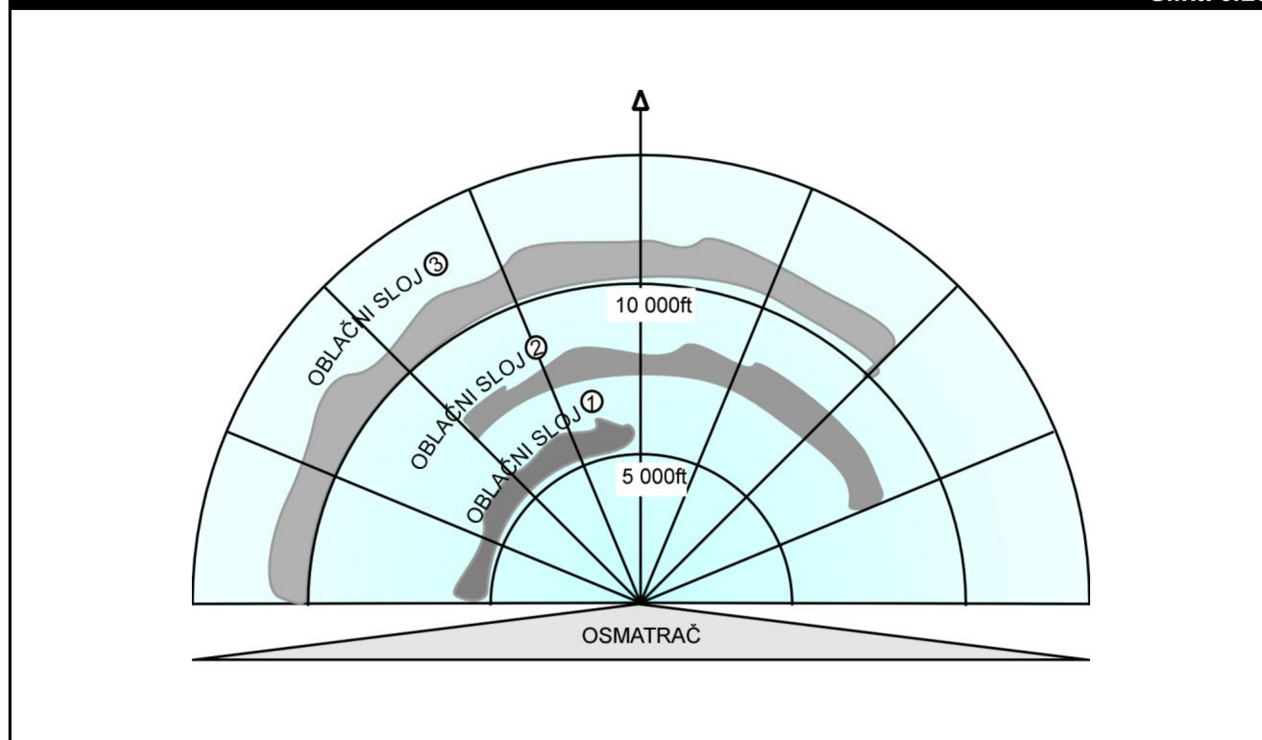
KOLIČINA OBLAKA

Količina oblaka/oblačnosti predstavlja meru prekrivenosti **neba** (**nebeskog svoda**) oblacima. Količina oblačnost se izražava u osmim delovima ili osminama (1/8) prekrivenisti oblacima nebeskog svoda, koji se vidi kao polusfera iz mesta osmatranja. Količina oblaka u svakom oblačnom sloju se određuje kao da drugih oblačnih slojeva nema. U vazduhoplovstvu se količina oblaka izveštava kao:

- "mala oblačnost" (1-2 osmine) ili skraćeno **FEW** (*FEW*),
- "razbacana oblačnost" (3-4 osmine), ili skraćeno **SCT** (*SAaTtered*),
- "razbijena oblačnost" (5-7 osmina) ili skraćeno **BKN** (*BroKeN*) i
- "potpuna oblačnost" (8 osmina), ili skraćeno **OVC** (*OVerCast*).

Ako nema oblaka ili ako nema ograničenja u vertikalnoj vidljivosti koristi se skraćenica **SKC** (*SKy Clear*).

Slika 6.10



Poprečni presek nebeskog svoda iz položaja osmatrača u prizemlju. Posebno osenčeni simboli oblačnog izgleda prikazuju tri oblačna sloja na različitim visinama. Radijalne duži, koje se jednim krajem nalaze u tački položaja osmatrača, dele nebeski svod na osmine koje se vide kao "kriške". Za izabrani sloj se količina oblačnosti izveštava kao ukupan broj "kriški" (osmina) u kojima se nalaze delovi izabranog oblačnog sloja.

Jedan primer poprečnog preseka nebeskog svoda podeljenog na osmine sa tri oblačna sloja prikazan je na Slici 6.10. Uočimo da se količina oblačnosti po slojevima iz položaja osmatrača može saopštiti kao:

- 4 osmine sloja 1,
- 5 osmina sloja 2 i
- 6 osmina sloja 3.

Dalje, može se uočiti da ukupna količina oblaka, zadata kao zbir po slojevima svih pojedinačnih količina, može biti i veća od 8 osmina! Zato se uvodi posebna definicija za **ukupnu količinu oblaka**. To je veličina koja se dobija osmatranjem neba na kome se, ukoliko postoji više oblačnih slojeva, svi slojevi sažimaju u jedan sloj, a količina oblaka ovako dobijenog sloja se iskazuje u osminama. Ponovnim posmatranjem Slike 6.10, oučavamo da je ukupna količina oblaka 7 osmina.

VIDLJIVOST

Vidljivost igra važnu ulogu u određivanju stanja neba, jer je to parametar koji može u velikoj meri da ograničava letačke aktivnosti. Uopštavajući definiciju vertikalne vidljivosti, možemo reći da **vidljivost** predstavlja meru zamućenosti/prozračnosti atmosfere. Dakle, *vidljivost je najveća udaljenost na kojoj se može videti i identifikovati objekat specifičnih karakteristika od strane osmatrača normalnog vida pod normalnim uslovima obdaničnog svetla.*

Vidljivost zavisi od tri faktora.

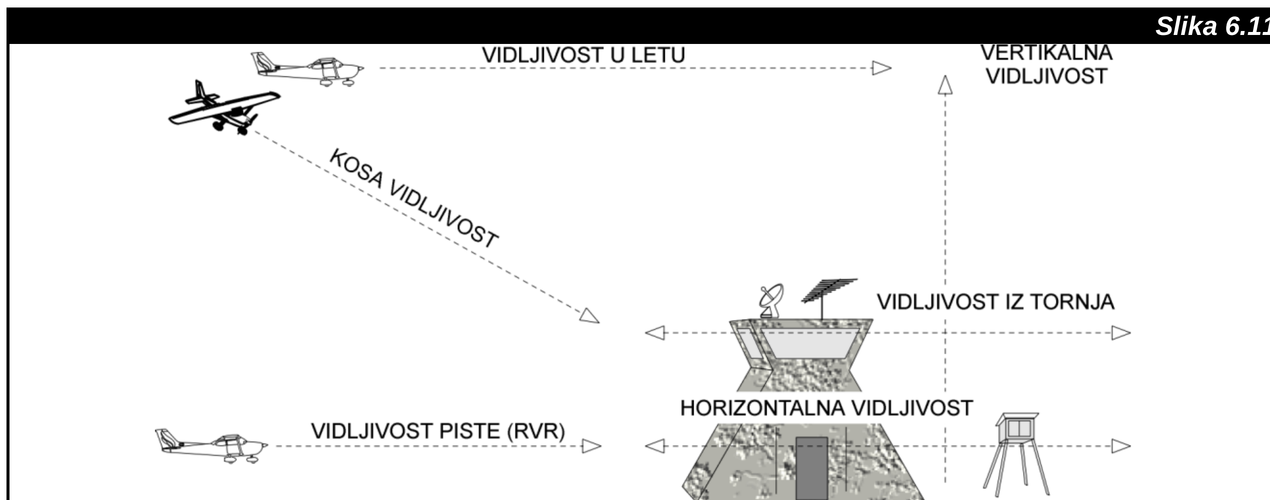
1. **Zamućenost vazduha** nastaje usled postojanja različitih lebdećih čestica. Povećavanjem zamućenosti (povećavanjem broja i veličine lebdećih čestica) vidljivost se smanjuje. To se dešava zbog prisustva:
   - padavina, kao što su kiša, sneg, grad i rosulja;
   - materija podignutih sa tla usled prizemne turbulencije, kao što su prašina, pesak, sneg ili vodene kapi i
   - materija u suspenziji, kao što su vodene kapi (oblak, magla, sumaglica), čađ, dim ili prašina.
2. **Doba dana** menja vidljivost atmosfere pri njenoj istoj prozračnosti. Poznato je da se noću objekti vide na znatno manjem rastojanju nego tokom obdanice. Zbog toga se noću ne uzima daljina na kojoj se vide predmeti, već se vidljivost prvenstveno određuje po svetlosnim izvorima, čija su jačina i daljina poznati.
3. **Položaja objekta** u odnosu na Sunce (tokom obdanice) ili Mesec (tokom noći).

VRSTE VIDLJIVOSTI

U vazduhoplovstvu se koristi više različitih definicija vidljivosti. Pravac u kome se određuje zamućenost može biti vertikalan, horizontalan i/ili kos. Na osnovu toga se mogu definisati vertikalna, horizontalna i/ili kosa vidljivost. Takođe, vidljivost se može određivati na raznim visinama. Ako se to radi na tlu, govori se o prizemnoj vidljivosti, dok ako se to radi na visini (npr. iz vazduhoplova u letu ili iz kontrolnog tornja) može se govoriti o visinskoj vidljivosti. Tako, posmatranjem Slike 6.11, pored već definisane vertikalne vidljivosti možemo razlikovati još pet vrsta vidljivosti.

onda se saopštava najznačajniji pravac sa stanovišta važnih letačkih operacija. Pod određenim uslovima osmatra se i **maksimalna** (**horizontalna**) **vidljivost**. Ova veličina predstavlja najveću vrednost horizontalne vidljivosti u bilo kom pravcu, pri čemu se obavezno saopštava i pravac vidljivosti. Za najmanju moguću vidljivost se kaže "*vidljivost je nula*". Često se uz podatak o vidljivosti saopštava i tendencija horizontalne vidljivosti u poslednjih deset minuta od momenta osmatranja. Za sada se to saopštava u kvalitativnoj formi sa značenjima: "*raste*"; ako se povećavala, "*ne menja se*"; ako se nije menjala i "*opada*"; ako se smanjivala.

Slika 6.11

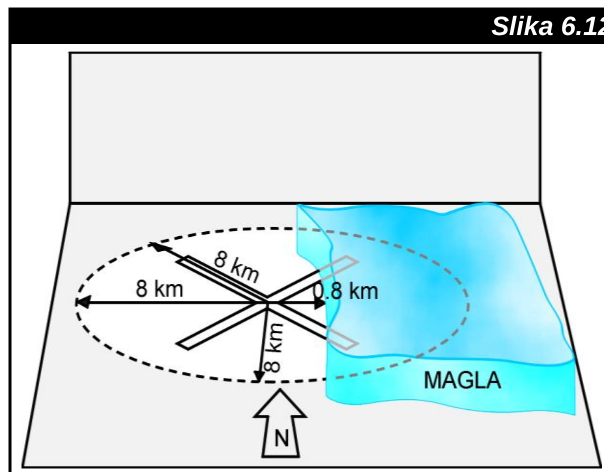


Šest osnovnih vrsta vidljivosti koji se koriste u vazduhoplovstvu. To su: vertikalna i horizontalna vidljivost, vidljivost iz tornja, vidljivost u letu, kosa vidljivost i vidljivost piste.

1. **Vertikalna vidljivost** ili tačnije **prizemna vertikalna vidljivost**, videli smo, ima primenu samo u situacijama kada je nebo nevidljivo ili kada se ne može osmotriti visina oblaka.
2. **Prizemna horizontalna vidljivost** ili samo **horizontalna vidljivost**, za razliku od vertikalne vidljivosti, parametar je neba koji se redovno osmatra, nezavisno od ostalih parametara i/ili drugih veličina. Horizontalna vidljivost se najčešće izražava u metrima i/ili kilometrima i/ili običnim miljama i/ili nautičkim miljama. Horizontalna vidljivost se u opštem slučaju određuje (meri) prema vidljivosti/nevidljivosti određenih repera (objekata) čije je rastojanje od mesta osmatranja poznato, Slika 6.12.

   Pored opštih informacija o horizontalnoj vidljivosti, svaki pilot treba da zna i nekoliko važnih detalja koji slede. Ukoliko je horizontalna vidljivost u svim pravcima veća od 10 km tada se ne saopštava njena tačna vrednost već se samo kaže: "*horizontalna vidljivost je* 10 km *i više*". Međutim, ako horizontalna vidljivost nije ista u svim pravcima, a pri tome postoje pravci gde je ona manja od 10 km, tada se osmatra i saopštava **minimalna** (**horizontalna**) **vidljivost**. Ova veličina predstavlja najmanju vrednost horizontalne vidljivosti u bilo kom od osam pravaca glavnih strana Sveta (N, NE, E, SE, S, SW, W i NW), pri čemu se saopštava i pravac vidljivosti. Ako se najmanja vrednost vidljivosti može osmotriti u više pravaca,

Slika 6.12



U prikazanom slučaju osmatrač može identifikovati objekte (tokom obdanice) ili svetlost (noću) u krugu poluprečnika od 8 km, *izuzimajući istočni pravac gde je vidljivost ograničena zbog magle na* 800 m.

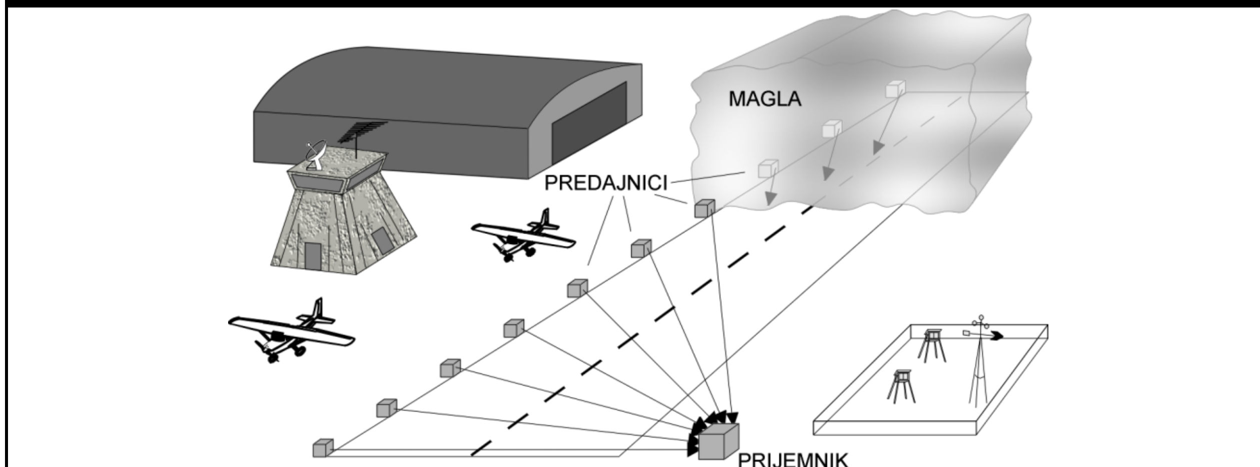
3. **Vidljivost piste (poletno-sletne staze)** ili ***RVR*** (*Runway Visual Range*) **vidljivost** je specijalan slučaj horizontalne vidljivosti. Ona se definiše kao: *maksimalno rastojanje sa koga pilot smešten na* 15 ft *iznad centralne linije piste može očekivati da vidi oznake ili svetla piste, kada poleće ili sleće*. Tako, *RVR* vidljivost je horizontalno rastojanje duž piste koje će pilot moći da vidi u finalnom prilaženju bez sletanja. Ova vrsta vidljivosti se osmatra kada je minimalna horizontalna vidljivost u bilo kom od osam pravaca Sveta i duž pravca prostiranja piste(a) manja od 1500 m. Procenu *RVR* vidljivosti može izvršiti osmatrač vizuelno iz položaja koji se nalazi pored zone sletanja, ali se u današnje vreme češće određuje pomoću uređaja poznatog pod nazivom **vizibilimetar**, Slika 6.13.

6. **Kosa vidljivost** predstavlja najduže koso vidljivo rastojanje između pilota i objekta na tlu koje pilot vidi. Uočavamo da je ova vrsta vidljivosti samo specijalan slučaj vidljivosti u letu. Za ovu veličinu je karakteristično da je vrlo promenjiva. Više detalja o kosoj vidljivosti i njenom značaju za bezbednost vazdušne plovidbe biće dato u Delu III.

PRIRODA ZAMUĆENOSTI

Kada je minimalna horizontalna vidljivost zbog prisustva vodenih kapi manja od neke dogovorene vrednosti (npr. 1 000 m), kaže se da postoji **magla**. Kada je minimalna horizontalna vidljivost između nekih

Slika 6.13



Jedan primer osmatranja RVR upotrebom vizibilimetra.

dogovorenih vrednosti (npr. 1 000 m i 10 000 m), kaže se da postoji **sumaglica** (zamućenost je prouzrokovana vodenim kapima), i/ili **mutnoća** (zamućenost potiče od čvrstih čestica). Ako ovim definicijama dodamo i uslov da je magla oblak čija je visina baze manja od 165 ft, dolazimo do kompletnih vazduhoplovnih definicija tako važnih polmova, kao što su: magla, sumaglica i mutnoća.

Prethodno date definicije magle, sumaglice i mutnoće su u velikoj meri utemeljene na konvencijama. Zbog toga čitalac mora biti spreman da prihvati i drugačije formulacije ovih pojmova.

U prikazanom slučaju duž jedne strane piste (leva strana) postavljeni su izvori (predajnici) svetla na jednakim međusobnim rastojanjima, dok je na drugoj strani (desna strana) smešten prijemnik svetla. Kada prijemnik prepozna poslednji izvor iz koga dopire svetlost, vidljivost se izračunava sabiranjem broja rastojanja između prvog i poslednjeg prepoznatog predajnika. Opisani princip se često koristi i kada na aerodromu ne postoji vizibilimetar. Tada osmatrač obavlja ulogu prijemnika, tako što prebrojava njemu vidljive svetiljke za obeležavanje piste.

4. **Vidljivost u letu** je veličina koja daje vidljivost ispred pilotske kabine vazduhoplova u toku leta. Ova vrsta vidljivosti spada u tzv. visinsku vidljivosti. Ona je najčešća meteorološka realnost pilot. Za nju je karakteristično da je vrlo promenjiva veličina, čak i u uslovima kada se parametri stanja neba ne menjaju.
5. **Vidljivost iz tornja** jeste vidljivost određena iz kontrolnog tornja na aerodromu. Ona se saopštava samo u slučaju ako je horizontalna vidljivost određena na značajno različitoj lokaciji od mesta za izvođenje letačkih operacija. Kao i u prethodnom slučaju, spada u tzv. visinsku vidljivosti.

VRSTE MAGLI

Videli smo da je glavni uzročnik nastanka magle ili oblaka na tlu kontaktno hlađenje. Ono najviše dolazi do izražaja u dva slučaja. U prvom slučaju, topao vazduh se advektira preko hladne podloge i ako postoji dovoljno vlage najčešće se formira tzv. **advektivna magla**. U drugom slučaju, noću u uslovima kada je nebo vedro a vetar slab posle hlađenja podloge zbog dugotalasne radijacije, često se formira tzv. **radijacione magle**. U oba slučaja magla se formira u trenutku kada se usled hlađenja, temperatura vazduha smanji na temperaturu tačke rose.

ADVEKTIVNA MAGLA

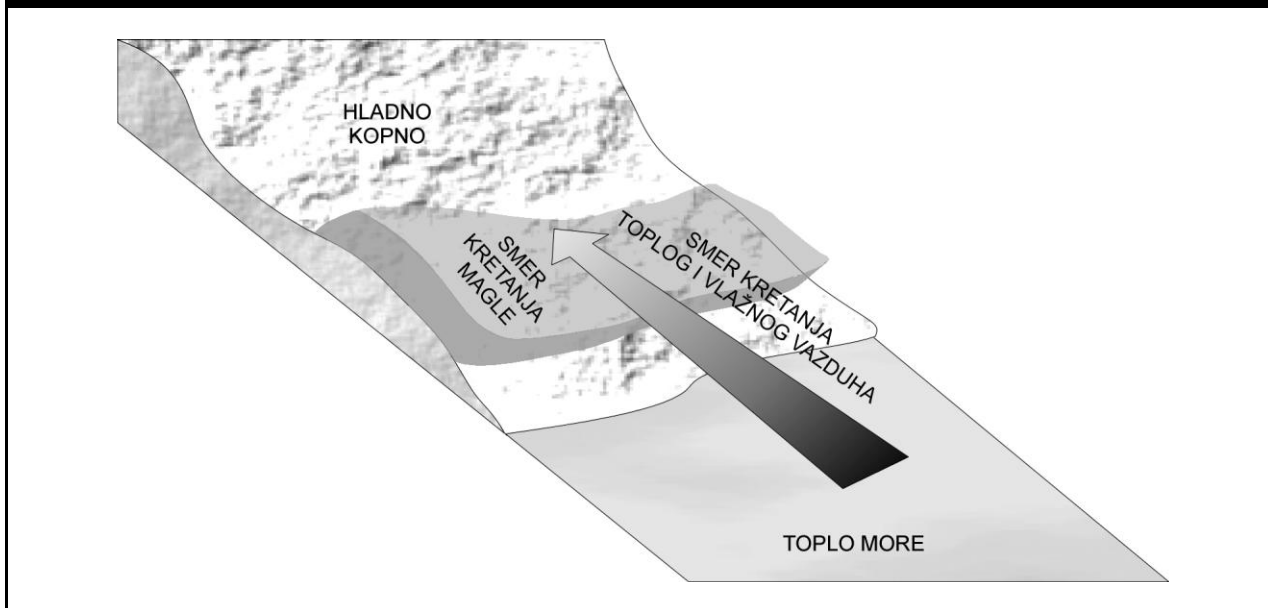
Uslovi koji naročito pogoduju formiranju advektivne magle su:

- velika relativna vlažnost vazduha, tako da se vrlo malim hlađenjem može izazvati zasićenje;
- temperatura podloge je niža od temperature tačke rose; i
- prizemni vetar ima vrednosti do 25 kt.

Klasični primeri formiranja advektivne magle dešavaju se na više različitih načina, kao što će to biti opisano u sledećih nekoliko slučajeva.

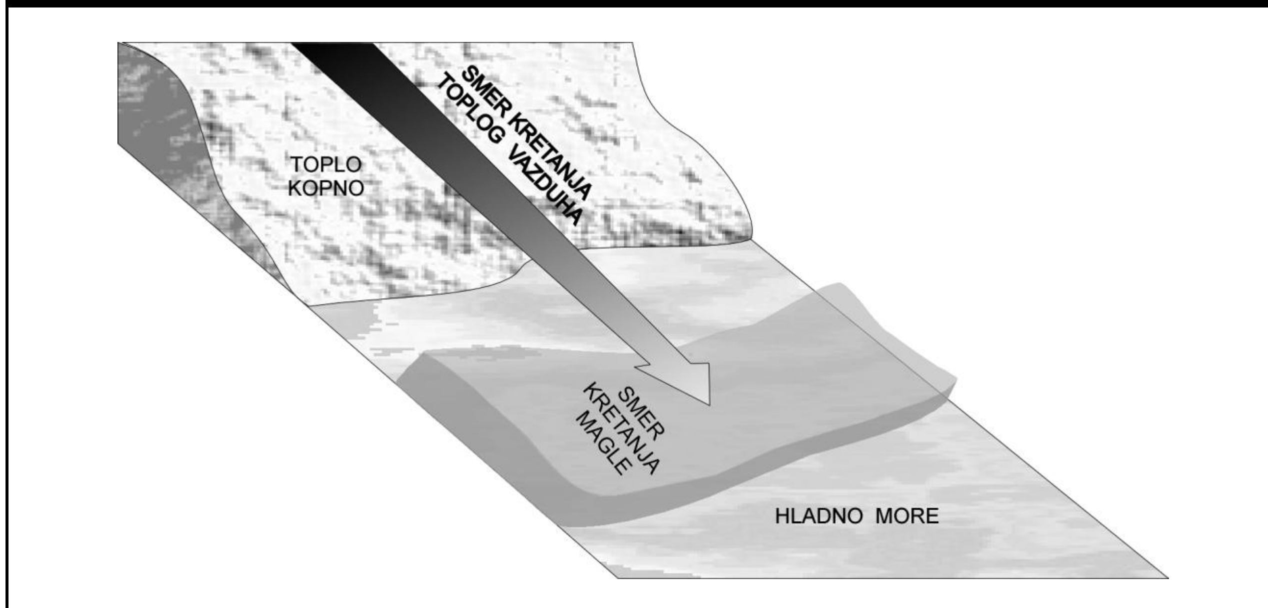
1. Tokom jeseni i zime, a naročito noću, kopno (kontinent) je hladnije od mora (okeana). Ako se tada topla i vlažna vazdušna masa kreće od toplog mora preko hladnog kopna formira se **advektivna magla preko kopna**, Slika 6.14.
2. Tokom proleća i leta, kopno je toplije od mora. Ako se tom prilikom vazduh kreće od kopna ka moru, formiraće se **advektivna magla preko mora (morska magla)**, Slika 6.15.

Slika 6.14



Topliji okeanski (morski) vazduh se kreće iznad hladnog kopna (kontinenta).

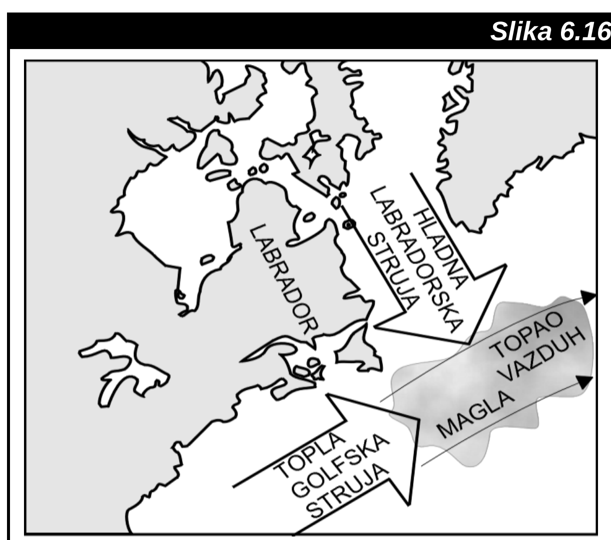
Slika 6.15



Topliji kopneni vazduh se kreće iznad hladnijeg mora.

3. U nekim delovima okeana, neke morske struje su mnogo hladnije od obližnjih oblasti u kojima čak može postojati i topla morska struja. Tada, ako se topao morski vazduh kreće preko hladne morske struje dolazi do formiranja **advektivne magle preko hladne morske struje**. Ovakve magle nastaju u svim godišnjim dobima i u bilo koje vreme dana. Poznati primer za ovaj slučaj je magla koja se javlja na obalama Labradora (*Njufaundlenda*), gde se sučeljavaju hladna Labradorska struja i topla Golfska struja, Slika 6.16.

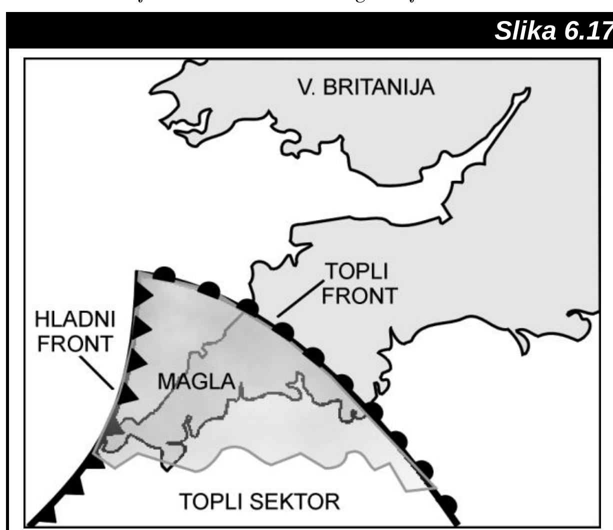
Slika 6.16



Topao vazduh se kreće iznad hladnijih morskih struja.

4. Često se formira **advektivna magla u toplom sektoru** (vidi Glavu 8). To se događa kada topao tropski vazduh preko morske površine kreće ka hladnijim geografskim širinama. Ovakve advektivne magle u krećućem vazduhu se formiraju u bilo koje vreme dana i u svakom godišnjem dobu, Slika 6.17.

Slika 6.17



Topao tropski vazduh se preko južnih delova Britanskih ostrva kreće ka hladnijim geografskim širinama.

Advektivna magla može nestati:

- povećanjem brzine vetra, što dovodi do podizanja magle i formiranja niskog oblaka ili dolazi do pospešivanja mešanja prizemnih vlažnijih slojeva vazduha i suvljih gornjih slojeva,
- promenom pravca vetra, tako da se magla premesti ka toplijim površinama, gde će kapi ispariti; ili
- solarnog zagrevanja podloge, čime se zagreva prizemni vazduh i pospešuje mešanje prizemnih vlažnijih slojeva vazduha i suvljih gornjih slojevima.

Advektivna magla nije ograničena za neki poseban oblik polja atmosferskog pritiska. Kretanje vazduha ka hladnim površinama može se javiti u bilo kom baričkom sistemu.

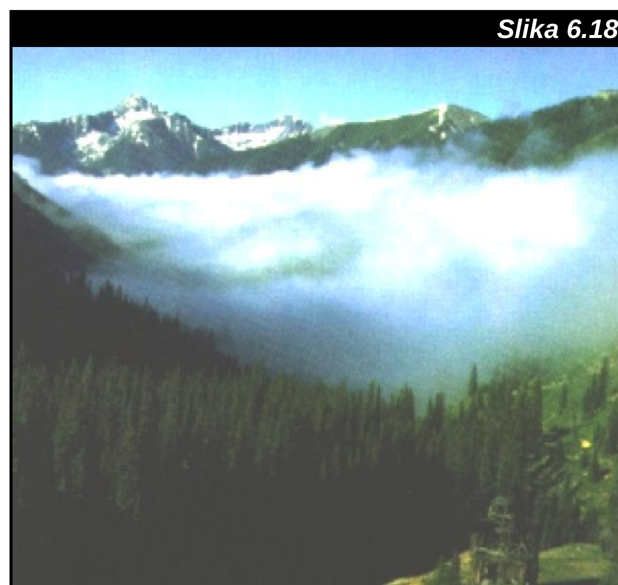
RADIJACIONA MAGLA

Radijaciona magla se dešava samo iznad kopna. Povoljni uslovi za njeno stvaranje su:

- vedro nebo noću, što omogućava maksimalno hlađenje podloge pomoću dugotalasne radijacije, a naročito u toku dugih zimskih noći;
- vazduh visoke relativne vlage pri zalasku Sunca, što se često sreće tokom jeseni i zime, a naročito posle kiše ili blizu vodenih površina; i
- prizemni vetar između 2 - 8 kt, koji daje dovoljno turbulencije za mešanje hladnog vazduha na tlu i onog iznad, što doprinosi stvaranju debljeg sloja hladnog vazduha.

Radijaciona magle se često javlja na obalama reka i u planinskim dolinama (kotlinama), Slika 6.18.

Slika 6.18



Magla u planinskoj dolini nastala noćnim hlađenjem prizemnog vazduha usled radijacije podloge, (prema: Lester F. P., 1995.). Slične magle se javljaju i u dolinama reka.

Mada podloga tokom oblačnih noći gubi toplotu dugotalasnom radijacijom, oblaci, a naročito oni niski, vraćaju odbijanjem veći deo radijacije na podlogu. Ovaj proces često ima za krajnji rezultat sprečavanje hlađenja prizemnog vazduha do i ispod temperature tačke rose.

Radijaciona magla može nestati usled isparavanja kapi zbog:

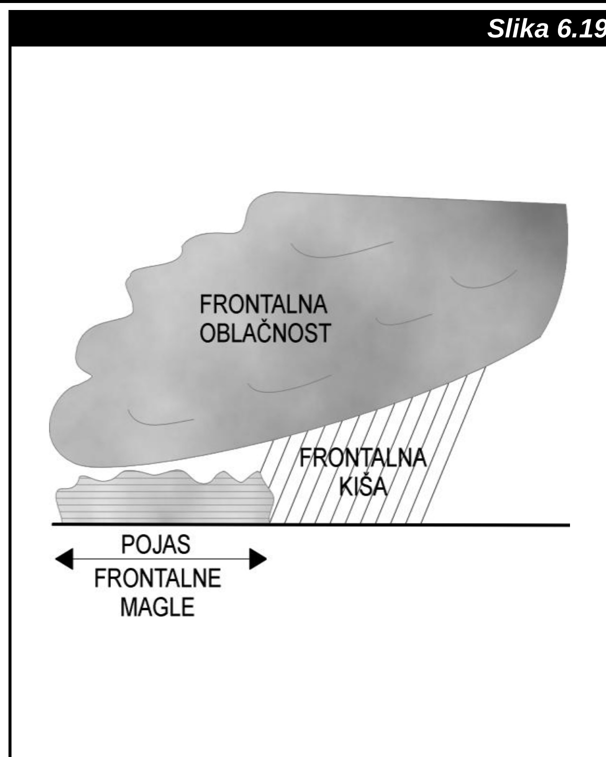
- povećavanja brzine vetra, što dovodi do podizanja magle i formiranja niskog oblaka ili dolazi do pospešivanja mešanja prizemnih vlažnijih slojeva vazduha i suvljih gornjih slojeva,
- solarnog zagrevanja podloge, čime se zagreva prizemni vazduh i pospešuje mešanje prizemnih vlažnijih slojeva vazduha i suvljih gornjih slojevima, i
- narušavanja digotalasne radijacije tla usled pojave oblačnog sloja.

Meteorološke situacije koje daju vedro nebo i slabe vetrove, kao što su anticikloni i grebeni, grade jako pogodne uslove za nastanak radijacionih magli.

FRONTALNA MAGLA

U Glavi 5 su uvedene elementarne informacije o atmosferskom frontu. Njih ćemo sada iskoristiti za razmatranje efekta koje front daje na formiranje magle. Videli smo da uz frontalnu površinu dolazi do uspong kretanja vazduha. On se tom prilikom zbog adijabatskog hlađenja često vrlo brzo zasiti vodenom parom, što je dominantan oblik stvaranja oblaka i padavina u umerenim i višim geografskim širinama. Zbog toga, prilikom prolaska (toplog) fronta (vidi Glavu 8, Odeljak A) neprekidna kiša zasiti vazduh, pa se može stvoriti pojas magle duž fronta, širine 200 - 300 km koji se kreće zajedno sa frontom. Ovakva magla se naziva **frontalna magla** ili **magla padavina**, Slika 6.19.

Slika 6.19



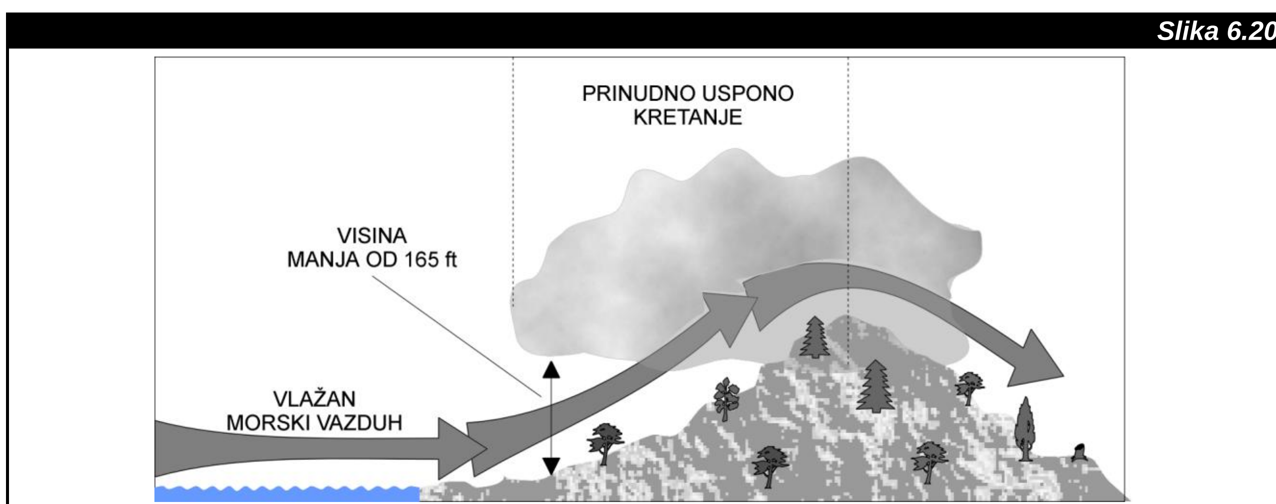
Pojas frontalne magle ili magle padavina.

MAGLE IZNAD BRDA

Do sada smo procesu adijabatskog hlađenja pripisali samo svojstvo stvaranja oblaka. Kao što znamo, to se događa usled usponog kretanja vazduha. Međutim, ponekad prinudno uspono kretanje vazduha iznad brda dovodi i do stvaranja magle, ukoliko je visina baza oblaka ispod 165 ft. Takva magla se obično naziva **nagibna magla**, Slika 6.20.

U **magle iznad brda** spada i magla koja se javlja prilikom prolaska fronta iznad brda. Tom prilikom nastaje magla kada se oblaci spuste tako nisko da dodiruju brda.

Slika 6.20



Vlažan morski vazduh prinudno se penje uz brdo. Tom prilikom se adijabatski hladi, što dovodi do zasićenja i stvaranja nagibne magle.

MAGLA ISPARENJA

Dovođenje vodene pare isparavanjem u vazduh visoke relativne vlažnosi može da ima za posledicu zasićenje vazduha i stvaranje magle. Ovaj proces zahteva prisustvo hladnog vazduha (obično 0 °C ili manje), iznad relativno toplije površine vode uz značajnu inverziju blizu površine, jer bez inverzije može doći do nestabilnosti. Pošto je temperatura vazduha niska a relativna vlažnost visoka, relativno mali dodatak vodene pare, nastao isparavanjem, dovešće do zasćenja prizemnog vazduha. Magle ove vrste se obično javljaju u polarnim regionima blizu zamrznutog zemljišta ili leda. Posebno su opasne u norveškim i islandskim fjordovima. Tamo one mogu dostići debljinu od 500 ft. One su poznate pod nazivom **magle isparenja**, a sreću se i pod nazivima **morski dim, arktički dim** ili **ledeni dim**.

STRUJNA MAGLA (MEŠANA MAGLA)

Magla može biti formirana kada se topao i vlažan vazduh meša sa hladnim vazduhom. Dobar primer ovog procesa je **strujna magla** (**mešana magla**). Kada se vrlo hladan vazduh kreće preko tople vode, sloj vazduha koji je vrlo blizu površini vode sakuplja vodenu paru nastalu isparavanjem. Istovremeno, ovaj sloj postaje topliji od ostalih slojeva, zbog kontakta sa toplijom površinom vode. Sve to dovodi do stvaranja konvektivnog procesa uz mešanje toplog i vlažnog vazduha iz najnižih slojeva sa hladnim i suvim vazduhom iz viših slojeva. Usled mešanja temperatura vlažnog vazduha opadne ispod temperature tačke rose. Tako nastaje kondenzacija u plitkim slojevima, pri čemu se pojavljuje magla u pramenovima, nalik na perjane stubove. Ponekad se i ovakva magla svrstava u magle isparenja. Međutim, ona je ovde posebno izdvojena, jer se njeno prisustvo vezuje za nestabilan vazduh, dok je magla isparenja bila isključivo vezana za stabilan vazduh.

LEDENA MAGLA

U hladnim klimatskim oblastima može nastati **ledena magla**. Ona se formira na niskim temperaturama (-30 °C ili nižim). Kao što iz njenog naziva proističe, ledena magla je sastavljena od ledenih kristala. Ova vrsta magle može biti veoma postojana u gradovima ili industrijskim oblastima, gde je u vazduhu prisutno mnoštvo produkata sagorevanja u obliku jezgara kondenzacije. Iako po tipu nastanka spada u radijacione magle, ledena magla je ovde posebno izdvojena, jer to zaslužuje zbog svoje ledene (kristalne) strukture.

KLASIFIKACIJA OBLAKA

Kao što je rečeni, oblak se stvara hlađenjem vazduha zbog adijabatskog širenja nastalog usponim kretanjem. Tako, oblake može stvoriti bilo koji uzrok uspong kretanja: konvergencija, orografija, frontovi ili konvekcija.

Oblaci su u neprestanom razvoju. Zbog toga se oni javljaju u bezbroj varijacija oblika. Međutim, moguće je izdvojiti ograničen broj karakterističnih oblika, koji se često mogu naći u svim delovima Sveta, što dozvoljava njihovu klasifikaciju.

Klasifikacija oblaka koja će biti ovde izložena univerzalno je prihvaćena u vazduhoplovstvu. Ona je zasnovana na razvrstavanju oblaka prema obliku (morfologiji), visini i ponašanju. Ova klasifikacija je utemeljena na postojanju **deset glavnih tipova oblaka** ili **deset grupa (rodova) oblaka**, Tabela 6.2.

Tabela 6.2

Tip oblaka				Visina oblaka (ft)		
Sprat/Nivo	Naziv	Skraćeni naziv	Simbol	Polarne širine/predeli	Umerene širine/predeli	Tropske širine/predeli
Visoki	**Cirrus**	Ci		10 000 – 26 000	16 500 – 42 000	20 000 – 60 000
	Cirrostratus	Cs				
	Cirrocumulus	Cc				
Srednji	**Altostratus**	As		6 500 – 13 000	6 500 – 23 000	6 500 – 26 000
	Altocumulus	Ac				
Niski	**Stratus**	St		Od tla do 6 500	Od tla do 6 500	Od tla do 6 500
	Stratocumulus	Sc				
	Nimbostratus	Ns				
	Cumulus	Cu				
	Cumulonimbus	Cb				

Klasifikacija oblaka utemeljena na postojanju deset glavnih tipova oblaka.

Svaki tip oblaka (kolone "Tip oblaka") ima međunarodno prihvaćen latinski naziv (kolona "Naziv"), skraćeni naziv (kolona "Skraćeni naziv") i simbol za predstavljanje na meteorološkim kartama (kolona "Simbol"). Zatim, svi tipovi oblaka su razvrstani po visini (kolona "Sprat/Nivo") na: **visoke oblake**, **srednje oblake** i **niske oblake**, a saglasno vrednostima visina (kolone "Visina oblaka"). Visine su različito određene u polarnim (kolona "Polarne širine/predeli"), umerenim (kolona "Umerene širine/predeli") i tropskim (kolona "Tropske širine/predeli") predelima. Takođe, oblaci se često klasifikuju na **slojaste (stratusne) oblake**, **gomilaste (cumulusne) oblake** i **oblake vertikalnog (konvektivnog) razvoja**. U ove poslednje spadaju oblaci tipa Cumulus i Cumulonimbus, dok se za ostale može reći da su slojasti ili kombinovani.

Nazivi oblaka potiču od latinskih reči:

- **cumulus** ima značenje loptast ili gomilast,
- **stratus** znači u slojevima ili slojast,
- **nimbus** u prevodu znači onaj koji obično daje kišu ili druge padavine, dok
- **cirrus** znači u obliku kose ili uvojka.

Koriste se i sledeći prefiksi:

- **alto** ima značenje srednji oblak,
- **cirro** treba da označi visok oblak, dok
- **cumulo**, **strato** i **nimbo** imaju isto značenje kao i prethodno objašnjene reči od kojih potiču.

OPIS I KARAKTERISTIKE DESET GLAVNIH TIPOVA OBLAKA

Slede opisi tipova oblaka saglasno definicijama koje se mogu naći u Međunarodnom atlasu oblaka. Ovi opisi neće obuhvatiti sve moguće izglede oblaka, već će se ograničiti samo na njihove preovlađujuće osobine. Uz svaki tip biće prikazana i po jedna fotografija opisanog oblaka. Takođe, opisu oblaka biće pridodat i važan tekst o njihovom značaju i/ili uticaju na letenje.

CIRRUS

Razdvojeni oblaci u obliku belih i nežnin pramenova, ili banaka ili uskih pruga, belih ili većim delom belih. Ovi oblaci imaju vlaknast izgled (kao kosa) ili svilast sjaj, ili oboje, Slika 6.21.

Cirrus, kao i ostali tipovi visokih oblaka, sastoji se od ledenih kristala. On se može javiti u svakoj vremenskoj situaciji, ali je najprisutniji kao vizuelna opomena o približavanju ciklona ili fronta.

Kod letenja kroz **Cirrus** je rizik zaleđivanja nikakav ili mali. Uticaj oblaka na vidljivost je slab. U njemu nema turbulencije, osim u blizini mlazne struje.

Slika 6.21



Karakterističan oblak tipa Cirrus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

CIRROSTRATUS

Prozračan i beličast oblačni veo, vlaknastog izgleda (kao kosa), ili gladak, koji potpuno ili delimično pokriva nebo, Slika 6.22.

Kod letenja kroz **Cirrostratus** uticaj na vidljivost je slab. U oblaku je rizik zaleđivanja nikakav ili mali. U njemu nema turbulencije, osim u blizini mlazne struje.

Slika 6.22



Karakterističan oblak tipa Cirrostratus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

CIRROCUMULUS

Banak, navlaka ili tanak sloj belih oblaka koji nemaju sopstvene senke. On se sastoji od vrlo malih elemenata u obliku zrnaca ili bora slepljenih ili ne, više manje pravilno raspoređenih, Slika 6.23.

Slično kao i kod prethodna dva tipa visokih oblaka, **Cirrocumulus** ima rizik zaleđivanja nikakav ili mali. Njegov uticaj na vidljivost je slab i u njemu nema turbulencije, osim u blizini mlazne struje.

Slika 6.23



Karakterističan oblak tipa Cirrocumulus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

ALTOSTRATUS

Oblačni sloj u obliku sivkaste ili beličaste navlake, izbrazdanog ili vlaknastog ili ujednačenog izgleda. On potpuno ili delimično pokriva nebo. U njemu se nalaze dovoljno tanki delovi kroz koje se Sunce, bar nejasno providi, kao kroz matirano staklo, Slika 6.24.

Altostratus obično označava oblast padavina, ciklona ili fronta koji se približavaju. Njegovi donji slojevi se mogu spojiti sa oblakom tipa Nimbostratus.

U ovom oblaku je nagomilavanje leda na vazduhoplovu u tragovima ili slabo. Vidljivost je promenljiva, a turbulencija je slaba.

Slika 6.24



Karakterističan oblak tipa Altostratus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

ALTOCUMULUS

Ovaj tip oblaka se najbolje opisuje kao banak, navlaka ili sloj belih ili sivih oblaka ili oboje istovremeno, koji su obično osenčeni, sastavljeni od ljuspica, oblutaka ili valjaka. Altocumulus se sastoje od vodenih kapi, snega ili čak ledenih kristala zavisno od visine. On katkad izgleda delimično končast ili rasplinut, slepljen ili ne, Slika 6.25.

Letenje kroz **Altocumulus** stvara umeren ili mali rizik od zaleđivanja, ukoliko se let u oblaku ne nastavlja. Vidljivost varira između 100 m i 1 000 m, a može biti i umerene turbulencije.

Slika 6.25



Karakterističan oblak tipa Altocumulus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

STRATUS

Oblačni sloj obično sive boje, dosta ujednačene baze. Iz ovog oblaka mogu da padaju rosulja, ledene prizmice ili zrnast sneg. Kada se kroz oblačni sloj providi Sunce, njegov obod je jasno ocrtan. Ponekad se Stratus javlja u obliku iskidanih banaka, Slika 6.26.

Stratus je vrlo sličan magli, tim više, što mu je baza bliža tlu. Ako Stratus prekriva niže brežuljke identičan je magli.

Stratus stvara malu vidljivost i slabu turbulenciju. U njemu je zaleđivanje u tragovima i/ili ga najčešće nema.

Slika 6.26



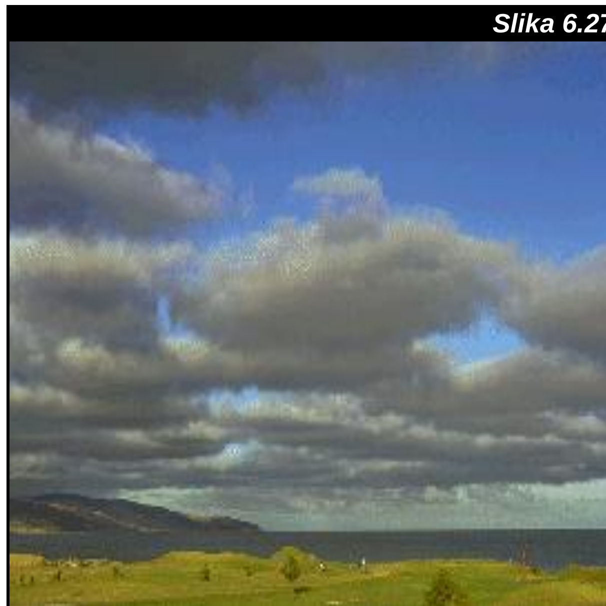
Karakterističan oblak tipa Stratus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

STRATOCUMULUS

Banak, navlaka ili sloj sivih ili beličastih oblaka ili oboje istovremeno u kome gotovo uvek ima tamnih delova. Oni su sastavljeni od pločica, oblutaka ili valjaka slepljenih ili ne, ali čiji izgled nije končast, Slika 6.27.

Letenje kroz **Stratocumulus** stvara vidljivost ne veću od 10 m do 20 m. U njemu može postojati umerena turbulencija u oblaku ili ispod njega. Bolji uslovi za letenje mogu se ponekada javiti iznad vrha oblaka, posebno na jakoj sunčevoj svetlosti, ako vrh ima glatku površinu. Pilot posebno treba da vodi računa o turbulenciji, koja može biti jača od umerene, ako je veliki Cumulus ili Cumulonimbus sakriven ovim oblakom. Zaleđivanje je slabo, izuzev ukoliko letenje kroz Stratocumulus nije dužeg trajanja na temperaturi ispod 0 °C. Ponekad može postoji jako zaleđivanje izazvano uticajem iz obližnjeg oblaka tipa Cumulus ili Cumulonimbus.

Slika 6.27



Karakterističan oblak tipa Stratocumulus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

NIMBOSTRATUS

Siv oblačni sloj, često taman. Njegov izgled je nejasan usled više ili manje neprekidne kiše ili snega. Često ispod sloja ovog oblaka postoje niski i isprekidani oblaci slepljeni ili ne sa njim, Slika 6.28.

Nimbostratus se javlja u centrima ciklona i na samoj liniji frontova. Mada baza ovog oblaka može biti vrlo niska (300 ft), njegovi vrhovi se mogu stopiti sa bazom oblaka tipa Altostratus.

Umerena turbulencija se može javiti u ovom oblaku. Ona može postati i jaka u nižim slojevima, posebno blizu brda, što uz vlo slabu vidljivost i jako zaleđivanje predstavlja najveću opasnost za vazduhoplove.

Slika 6.28



Karakterističan oblak tipa Nimbostratus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

CUMULUS

Razdvojeni oblaci, uglavnom gusti i jasno ocrtanih oboda, koji se razvijaju vertikalno u obliku zaobljenih vrškova, kupola ili tornjeva, čiji gornji delovi pupe i često liče na karfiol. Delovi ovih oblaka koji su osvetljeni Suncem najčešće su blješteće beli; njihova baza je relativno tamna, gotovo horizontalna. Katkada su iskidani, Slika 6.27.

Vidljivost u oblaku tipa **Cumulus** je obično slaba, čak manja od 100 metara. Turbulencija je umerena do jaka, a na odgovarajućoj temperaturi zaleđivanje može biti čak jako. Jako zaleđivanje, zajedno sa jakih vertikalnih strujanjem uz turbulenciju, glavne su opasnosti za letenje kroz Cumulus, posebno ako je pilot neiskusan.

Slika 6.29



Karakterističan oblak tipa Cumulus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

CUMULONIMBUS

Gust i moćan oblak. Odlikuje se znatnim vertikalnim prostiranjem u obliku planine ili ogromnih tornjeva. Bar jedan deo njegovog vrha je obično gladak, končast ili izbrazdan i gotovo uvek spljošten. Ovaj deo se često razvlači u obliku nakovnja ili prostrane perjanice. Ispod, većinom vrlo tamne baze ovog oblaka, nalaze se često niski iskidani oblaci. Primer ovakvog oblaka može se videti na Slici 6.30.

Cumulonimbus može da se javlja kao individualan oblak ili u sastavu ciklona i frontova. On daje jake pljuskove, ponekad praćene grmljavinama, munjama i gradom.

Cumulonimbus predstavlja, ako ne najopasniju atmosfersku pojavu za vazduhoplovstvo, ono sigurno jednu od najopasnijih. On stvara velika vertikalna kretanja, kako uspona, tako i nispona, jako do ekstremno zaleđivanje i turbulenciju. U njemu "*vidljivost je nula*". Cumulonimbus se obavezno treba izbegavati. Mnogo više detalja o ovom oblaka biće dato u Glavi 9.

Slika 6.30



Karakterističan oblak tipa Cumulonimbus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

OSTALI TIPOVI OBLAKA

Postoje i drugi vrlo karakteristični oblici oblaka utemeljeni na deset glavnih tipova oblaka. Neki oblici su posebno važni, jer se dosta redovno pojavljuju. Pošto se neki od njih, odnosno njihovi nazivi, koriste u neformalnoj komunikaciji između pilota i aerodromske meteorološke službe i/ili između pilota, vrlo je važno da ih upoznamo. Za ovu priliku pomenimo samo sledeće.

1. **Lenticularis** ili oblak u obliku sočiva ili badema. On je često razvučen, a konture mu nisu jasno ocrtane, Slika 6.31. Ovaj naziv se uglavnom primenjuje na oblake tipa Cirrocumulus, Stratocumulus i Altocumulus, ako oni imaju pomenute oblike.

Slika 6.31



Karakterističan oblak tipa Altocumulus Lenticularis, (prema: BMTC softveru, 1993.).

2. **Fractus** ili oblak u obliku nepravilnih krpa, jasno iskidanog oblika, Slika 6.32. Ovaj se izraz primenjuje samo na oblake tipa Stratus i Cumulus

Slika 6.32



Karakterističan oblak tipa Stratus Fractus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

3. **Congestus** je oblak tipa Cumulus jako razvijenih pretuberanci. Često ima znatno vertikalno prostiranje. Gornji pupeći deo ovog oblaka skoro uvek ima izgled karfiola ili tvrđave (*Towering* Cumulus - TCU), Slika 6.33.

Slika 6.33



Karakterističan oblak tipa Cumulus Congestus, (prema: BMTC softveru, 1993.).

4. **Mamma(tus)** je deo oblaka koji na donjoj površini ima viseće protuberance, koje imaju izgled sisa. Ovakav oblak se najčešće javlja kod tipova oblaka koji u svom nazivu imaju reč cumulus, Slika 6.34.

Slika 6.34



Karakterističan oblak tipa Cumulonimbus sa visećim protuberancama u obliku Mamma(tus), (prema: Međunarodnom atlasu oblaka, 1959.).

Odeljak C

PADAVINE

Za osmatrača na tlu **padavine** predstavljaju samo neke ili sve oblike delića (**padavinski delići**) tečnog ili čvrstog stanja vode koji padajuću iz oblaka kroz atmosferu dostižu tlo. Sa stanovišta vazduhoplovstva ovakva definicija nije uvek najpogodnija, jer ne obuhvata sve padavinske deliće tečnog ili čvrstog stanja vode. Na primer, neki delići se pojavljuju samo u okruženju vazduhoplova u letu, ali ne dospevaju do tla, jer pre toga ispare. Tako, ubuduće ćemo se držati date definicije, ali ćemo uvek voditi računa o njenim ograničenjima.

Padavinski delići jako utiču na bezbednost vazdušne plovidbe u gotovo svim njenim fazama. Njihovo prisustvo može znatno da ograniči preglednost neba, smanji vidljivost, pogorša performanse motora, ugrozi efikasnost kočenja i dovode do jakog smicanja vetra. Pod određenim temperaturnim uslovima padavine se mogu zalediti u kontaktu sa čvrstim predmetima. Na primer, ako su predmeti delovi vazduhoplova, usled nagomilanog leda dolazi do narušavanja performansi letilice. Takođe, zaleđenost piste značajno otežava manevre vazduhoplova na tlu. Tako, dobro poznavanje uzroka i karakteristika padavina obezbeđuje neophodnu podlogu za snalaženje i rad u uslovima smanjene bezbednosti vazdušne plovidbe.

UZROK PADAVINA

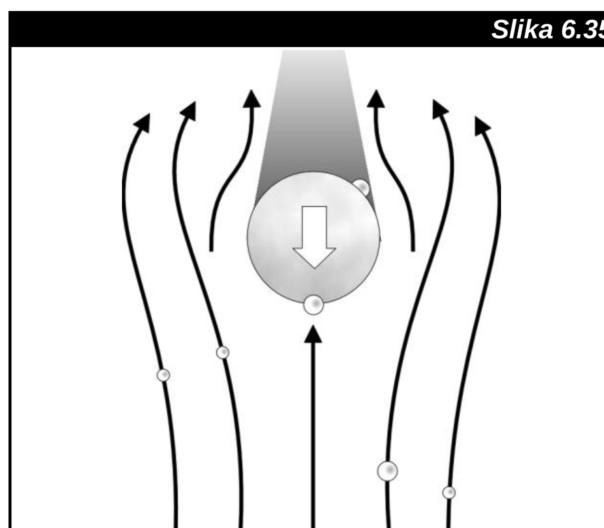
U nemeteorološkim ili meteorološki nedovoljno obrazovanim sredinama vrlo često se smatra da relativna vlažnost vazduha od 100 % obavezno znači i pojavu padavina. Ovo jednostavno nije tačno. Ovaj uslov jeste dovoljan da nastane oblak, ali on ne znači obavezno nastanak padavina. Pojava padavina je zasnovana na tri važne činjenice:

- padavinski delići (vodene kapi i ledeni kristali) moraju biti mnogo veći, nego delići od kojih se sastoji oblak (oblačni delići), kako bi mogli da padnu iz oblaka, i da pri tome postoje dovoljno dugo da bi dospeli do tla;
- najčešće, procesi koji proizvode male oblačne deliće nisu delotvorni u proizvodnji velikih padavinskih delića; i
- procesi stvaranja padavina dešavaju se uglavnom samo u nekim tipovima oblaka (npr. Ns, Cb).

Da bismo razumeli ova ograničenja, istražićemo procese rasta vodenih kapi i ledenih kristala. Postoje tri načina njihovog stvaranja i rasta.

1. **Kondenzacija** i **depozicija** su procesi kojima se vrši početno formiranje oblačnih delića. Ovako stvoreni oblačni delići su najrazličitijih dimenzija. Poluprečnici im se kreću u granicama od 0.000 5 mm do 0.007 mm. Za stvaranje padavinskih delića, početno formirane vodene kapi i ledeni kristali jednostavno nastavljaju da rastu, usled nagomilavanja novih molekula vodene pare dejstvom istih procesa. Ovo se dešava sve dok delići ne postanu dovoljno veliki da počnu da padaju iz oblaka.
2. **Koalescencija (sraščivanje)** je drugi proces koji dovodi do rasta padavinskih delića. U ovom procesu se dve ili više lebdećih oblačnih kapi sudaraju i spajaju u veću kap. To dovodi do stvaranja oblačnih kapi različitih veličina. Veće kapi padaju brže, pri čemu nastavljaju da se sudaraju i zarobljavaju manje kapi, čime povećavaju svoju veličinu do dimenzuja padavinskih delića, Slika 6.35.

Slika 6.35



Velika kap vode pada brže od malih kapi, pri čemu se sudara sa njima i zarobljava ih.

Mada važni, pomenuti procesi rasta oblačnih delića, ne mogu stvoriti sve padavine. Pored toga, oni su i spori, pa ne mogu da dozvole stvaranje mnogo padavina u okviru normalnog životnog veka oblaka.

U vezi s prethodnim postoje i dva izuzetka. Prvi se odnosi na pojavu vrlo slabih padavina sastavljenih od malih vodenih kapi nastalih u oblaku tipa Stratus i/ili magli. U mnogim takvim slučajevima samo proces koalescencije je dovoljan da stvori padavine, jer je oblak toliko primaknut podlozi, da kapi ne stignu da ispare pre nego što dodirnu podlogu. Drugi izuzetak je vezan za tropske regione. Tamo, velika jezgra kondenzacije poreklom od morskih soli stvaraju velike oblačne kapi. Ove kapi su dovoljno velike i dovoljno brojne, tako da je samo proces koalescencije dovoljan da stvori padavine.

U vantropskim predelima uslovi opisani u prethodnom pasusu su drugačiji. U srednjim i višim širinama, specijalno preko kontinenata, jezgra kondenzacije su mnogo manja, vodene kapi su manje i veći im je broj, dok su oblaci hladniji. Zbog svega toga, koalescencije sama ne

može da produkuje značajne padavine. Međutim, to se čini drugim procesom, čije objašnjenje upravo sledi.

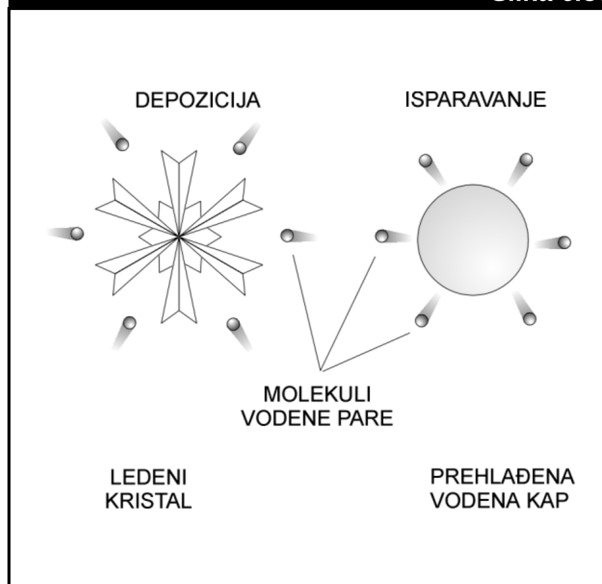
3. **Berženonov** (*Bergeron*) **proces** je treći način rasta oblačnih delića do veličine padavinskih delića. On je dobio naziv prema nordijskom naučniku koji ga je prvi objasnio. Ovaj proces može postojati samo u oblastima gde su istovremeno prisutne (**koegzistiraju**) vodene kapi i ledeni kristali. Da bi postojali ledeni kristali temperatura vazduha mora biti ispod 0 ⁰C. Nivo u atmosferi na kome je temperatura 0 ⁰C naziva se **nivo zaleđivanja**.

Vodene kapi koje postoje na temperaturama ispod 0 ⁰C nazivaju se **prehlađene vodene kapi**. One postoje u velikim količinama između temperatura od 0 ⁰C do -10 ⁰C, mada su osmotrene i na temperaturama od blizu -40 ⁰C. Postojanje prehlađenih vodenih kapi ilustruje zašto se 0 ⁰C tehnički više odnosi na tačku topljenja vode nego na tačku njenog zaleđivanja. Slično bi se moglo reći i za nivo zaleđivanja, čiji bi pravilniji naziv mogao da glasi **nivo topljenja**.

Na zadatoj negativnoj temeperaturi, pre će se događati proces depozicije, nego proces kondenzacije, jer kao što znamo, iznad leda do zasićenja dolazi uz prisustvo manjeg brojem molekula nego iznad prehlađene vode. Zato, kada voda i led koegzistiraju na istoj temperaturi vazduh u dodiru sa ledenim kristalima može biti zasićen ($RV = 100$ %), dok je istovremeno isti vazduh u kontaktu sa vodenim kapima nezasićen ($RV < 100$ %). Rezultat ove mešane okoline je da ledeni kristali rastu od molekula vodene pare nastalih isparavanjem vodenih kapi. Ovaj proces je vrlo delotvoran. On dozvoljava rapidno narastanje kristala do dimenzija padavinskih delića u vrlo kratkom vremenskom periodu, Slika 6.36.

Rezultat svega toga je da u srednjim i umerenim širinama mnoge padavine nastaju kao sneg. Sada je postalo jasno, zašto mnogi oblaci nisu padavinski. Oni mogu biti suviše topli. Na primer, oblaci mogu imati temperaturu iznad 0 ⁰C, tako da se ne mogu stvoriti ledeni kristali. Na drugoj strani, oblaci mogu biti suviše hladni (npr. Ci), pa da zbog toga ne mogu da postoje vodene kapi. U oba slučaja Berženonov proces ne može da postoji.

Slika 6.36



Ledeni kristali rastu na račun molekula vodene pare nastalih isparavanjem prehlađenih vodenih kapi u Berženonovom procesu.

KARAKTERISTIKE PADAVINA

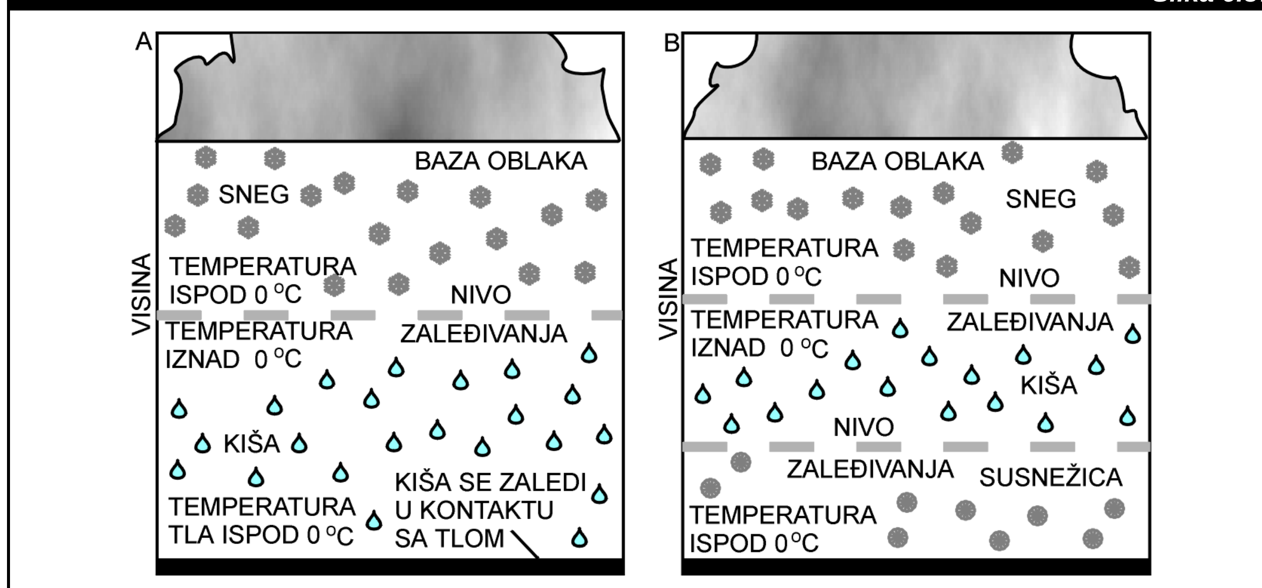
Kompletna informacija o padavinama mora da sadrži tip, količinu i intenzitet (jačinu) padavina. Svaki pilot mora dobro da zna kako se te veličine osmatraju i kako se dobijene informacije o padavinama trebaju interpretirati.

TIPOVI PADAVINA

U tipove padavina važne za vazduhoplovstvo spadaju: rosulja (sipeća kiša), kiša, pljusak kiše, ledena rosulja, ledena kiša, sneg, pljusak snega, zrnast sneg, ledena zrnca (susnežica), grad i sitan grad (sugradica i/ili krupa).

Rosulja (**sipeća kiša**) se prepoznaje po kapima čiji su prečnici manji od 0.5 mm. Nastaje u tanjim oblacima kao što je Stratus ili magla. U njima su obično uspone struje veoma slabe i često mogu da podrže vodene kapi u lebdećem i/ili usponom kretanju, ali samo u početnom trenutku kondenzuje, dok su prečnici delića od 0.01 mm do 0.1 mm. Svaka koalescencija čini kapi suviše teškim za podizanje. Zbog toga one polako padaju prema tlu, mada mogu i da lebde nošene vetrom, usled svoje male težine. Kapi rosulje mogu da stignu na tlo, a da pri tome ne ispare, samo ako padaju iz niskih oblaka (St, Sc ili Ns). Tako, što su kapi teže, niža je baza oblaka.

Kiša se prepoznaje po kapima čiji su prečnici veći od 0.5 mm, a mogu da se kreću i do 5.8 mm. Ako su uspone struje u oblaku dovoljno jake da ponesu kondenzovane male vodene kapi u slojeve nižih temperatura od 0 ⁰C, doći će do Beržeronovog procesa. Kada uspona struja ne može više da održava ledene kristale u lebdećem položaju, oni padajući dospevaju u slojeve pozitivnih temperatura. Tom prilikom se i vazduhoplovi. Ledena kiša proizvodi **crni led**. Ovaj izraz zaslužuje posebno objašnjenje. On potiče od prevoda engleskog izraza *black ice*, a odnosi se na poteškoću u raspoznavanju leda nastalog od ledene kiša na crnom trotoaru. Možda bi kod nas ovom pojmu najviše odgovarala reč **poledica**. Crni led je vrlo opasna pojavi za vazduhoplove na tlu. Uslovi pod kojima se formiraju ledena rosulja i ledena kiša prikazani su na Slici 6.37.



Dijagram A *prikazuje formiranje ledene kiše (ili rosulje). Nivo zaleđivanja je iznad tla. Ledeni kristali (npr. sneg) iz sloja iznad nivoa zaleđivanja, padanjem dospevaju u sloj pozitivnih temperatura. Tu počinju da se tope i nastavljaju da padaju kao kapi. Pri tome se u dodiru sa hladnim tlom zalede. Na dijagramu* B *uslovi su približno slični, izuzimajući da padajuće kapi pre dodirivanja tla prolaze kroz plitak sloj vazduha temperature ispod* 0⁰C. *Rezultat toga je da se tada pojavljuju ledena zrnca (susnežica).*

ledeni kristali tope i nastavljaju da padaju kao velike vodene kapi. Padajući kroz oblak velike kapi se povećavaju u procesu koalescencije. Izlazeći iz baze oblaka, one ulaze u sloj vazduha koji nije više zasićen i gde je temperatura viša, tako da dolazi do njihovog isparavanja. Veća brzina isparavanja može sprečiti da kapi stignu do tla, ali ako su one dovoljno velike i brojne, izvestan broj će se pretvoriti u kišu.

Govoreći uopšteno, kapi kiše su veće u toplim, nego u hladnim predelima i veće su leti nego zimi; sve zbog prisutne veće količine vlage u toplom, nego u hladnom vazduhu i zbog veće konvekcije leti, nego zimi. Kapi kiše se formiraju u vrlo debelim oblacima, gde postoje jake uspone struje, kao što je to u debelim slojevima oblaka tipa Stratocumulus, Altostratus ili Nimbostratus. Kišu redovno proizvodi Cumulonimbus, a ponekad kišu daje i Cumulus. Po pravilu, što su kapi kiše teže, to je deblji oblak koji ih stvara.

Pljusak kiše predstavlja tečne padavine iznenadnog početka, promenjivog intenziteta i naglog prestanka. Veličina kapi je oko 5 mm. Pljusak kiše se pojavljuje iz oblaka tipa Cumulus i Cumulonimbus.

Ledena rosulja i **ledena kiša** se najpodesnije mogu definisati kao rosulja i kiša koje se zalede u dodiru sa vrlo hladnim tlom (temperatura je manja od 0 ⁰C), ili drugim objektima, kao što su, drveće

Sneg nastaje procesom depozicije. Tada vodena para direktno prolazi u čvrsto stanje formirajući ledeni kristale, čija struktura podseća na pero ili iglice. Kada je temperatura vazduha ispod -20 ⁰C, sneg pada u pojedinačnim kristalima, ali iznad ove temperature ledeni kristali se sjedinjuju stvarajući snežne pahuljice. Vazduh kroz koji pada sneg mora biti na ili ispod 0 ⁰C, da se snežne pahuljice (kristali) ne bi istopile. Sneg pada iz istih oblaka kao kiša (Ns, As, Sc, Cu i Cb), samo što je njihova temperatura niža.

Pljusak snega ima iste osobine kao i pljusak kiše, jedino što se ovaj pojam primenjuje na čvrste pahuljaste padavine.

Zrnast sneg je čvrst ekvivalent za rosulju. On se sastoji od neprozirnih, vrlo malih delića leda bele boje. Deliće čine uglavnom ledene iglice ili kristali snega obloženi presvlakom koja liči na inje. Za razliku od susnežice i slabog grada, zrnast sneg se ne lepi, niti se razmrskava, niti odskače, kada udari u podlogu.

Ledene iglice/kristali su pojava vrlo nerazgranatih ledenih kristala u obliku pločica ili štapića, koji se pojavljuju pri vedrom vremenu i na vrlo niskim temperaturama. Mogu se prepoznati i po tome što na Suncu svetlucaju.

Ledena zrnca (**susnežica**) su oblik padavina koji se javlja u dva slučaja. U prvom slučaju, ledeni kristali padaju kroz vazduh temperature iznad 0 ^{0}C, a padajući delići su sneg koji se topi i/ili mešavine snega i kiše. U drugom slučaju, susnežica nastaje kada padajuće kapi iz visinske inverzije, gde je temperatura iznad 0 ^{0}C, dospevaju u slojeve temperatura ispod 0 ^{0}C. Tada se obično formira ledena kiša, ili kao što je prikazano na dijagramu B na Slici 6.37. Susnežica može padati iz istih oblaka koji stvaraju kišu ili sneg.

Grad se sastoji od tvrdih zrna (kristala) leda, različitih oblika i veličina. Ova zrna padaju iz oblaka tipa Cumulonimbus. Grad je često povezan sa grmljavinskim nepogodama. Zrna grada mogu da dostignu veličinu koja prelazi 50 mm u prečniku, ali uglavnom su prečnika oko 6 mm do 12 mm.

U oblacima tipa Cumulonimbus uspone struje brzo hlade krećući vazduh i oblačne kapi se procesom kondenzacije formiraju na relativno malim visinama. Kapi nošene snažnim usponim strujama kreću naviše. Ako su uspone struje jake, najveći deo kapi ostaje u oblaku. Međutim, ako uspone struje nisu dovoljno jake, velike kapi padaju na tlo kao kiša, a male kapi se uglavnom podižu. Iznad nivoa zaleđivanja vodene kapi postaju prehlađene, a na većim visinama nastaju inicijalni kristali (zrna) leda procesom depozicije, dok se Beržeronovim procesom uz pomoć pristiglih kapi veličina kristala povećava.

Kristali počinju da padaju kada njihova težina postane dovoljno velika da savlada uspone struje. Tada se oni sudaraju sa pristižućim prehlađenim vodenim kapima, koje se na njima odmah zamrzavaju, čime se kristalima dalje povećava težina. Zamrzavanjem prehlađene vode dolazi do zarobljavanja izvesne količine vazduha u novonastalom sloju **mekog leda** oko kristala. Zbog toga kristali dobijaju neprovidan beli izgled. Međutim, u najnižem delu oblaka se kristali sudaraju sa kapima (kiša) koje nisu prehlađene. Tom prilikom se kapi zamrzavaju na kristalima okružujući ih polako oblogom od **čistog** (**tvrdog**) **leda** u kome nema vazduha. Time se formiraju tipični kristali (zrna) grada sastavljeni iz više slojeva mekog i tvrdog leda.

Uspone struje ponekad nose kristale grada opet do vrha oblaka, čime se proces oblaganja kristala slojevima mekog i tvrdog leda može nekoliko puta ponoviti, sve dok kristali grada konačno ne padnu na tlo. Opisano stvaranje grada poznato je pod nazivom **proces rasta (prirasta) grada**.

Sitan grad (**sugradica** i/ili **krupa**) nastaje zimi kada se nivo zaleđivanja nalazi na vrlo malim visinama. Tada ne postoje slojevi neprehlađenih kapi u nižim delovima oblaka, zbog čega kristali grada ne dobijaju slojeve tvrdog leda, već se sastoje samo od mekog belog leda.

Setimo se, da su u Odeljku A pomenute pojave: rosa, inje i slana (mraz). One su već tada fenomenološki svrstane u padavine. Tako, ako i njih dodamo prethodnom spisku padavina, dolazimo do kompletne liste svih važnih padavina za vazduhoplovstvo.

Ponekad se grad i još neke padavine pretvaraju u vrlo opasne pojave za vazduhoplove. Sve o opasnostima od padavina, bilo samostalno i/ili udruženo sa drugim pojavama, biće dato u Delu II i Delu III.

KOLIČINA PADAVINA

Mera za **količinu padavina** je visina (debljina) sloja vode koju bi na vodoravnom tlu jedinične površine imala voda od padavina, kada od ove vode ne bi ništa oteklo, upilo se u tlo ili isparilo. Visina sloja vode se izražava u jedinicima za dužinu po nekoj jediničnoj površini. Na primer, visina sloja vode od 1 mm na površini od 1 m^2 čini količinu padavina od 1 l (litar). U državama engleskog govora umesto milimetra koristi se inč.

Za meru količine čvrstih padavina uzima se njihova debljina u centimetrima na ravnoj površini. Na primer, grubo uzeto, debljina od 1 cm sveže palog snega odgovara visini vode od približno 1 mm.

INTENZITET PADAVINA

Intenzitet padavina se definiše kao količina padavina u jedinici vremena. Za potrebe vazduhoplovsta operišu tri kategorije intenziteta padavina, date kao:

- **slabe padavine** kada je količina padavina manja od 2.5 mm/m^2 u toku jednog sata;
- **umerene padavine** su od od 2.5 - 7.5 mm/m^2 vode po satu i
- **jake padavine** čine više od 7.5 mm/m^2 vode po satu.

Ispravno određivanje intenziteta padavina je jako važno. Padavine su veličina koja ponekad odlučujuće utiče na vidljivost. Tako, na primer, u Tabeli 6.3 data je veza između intenziteta rosulje i/ili snega i horizontalne vidljivosti.

Tabela 6.3

INTENZITET ROSULJE I/ILI SNEGA	HORIZONTALNA VIDLJIVOST
Slab	Manja ili jednaka od 1 000 m
Umeren	od 500 m do 1 000 m
Jak	manja od 500 m

Porast intenziteta rosulje i snega smanjuje vidljivost.

Intenzitet padavina, na primer, manji od 0.2 mm/m^2 na sat u praksi se smatra zanemarljivim i izveštava se samo kao padavina u tragovima. Na drugoj strani, mogu se pojaviti vrlo intenzivne padavine. Neki rekordi intenzivnih padavina u različitim osmatračkim periodima prikazane su u Tabeli 6.4.

. Tabela 6.4

OSMATRAČKI (VREMENSKI) PERIOD	UKUPNO PADAVINA (mm/m^2)
1 minut	30.5
42 minuta	304.8
12 sati	1 346.2
1 mesec	9 296.4
1 godina	26 466.8

Rekordni intenziteti padavina osmotreni po Svetu.

Intenzitet padavina može biti određen i upotrebom meteorološkog radara (vidi Glavu 9, Odeljak C). Tada se intenzitet radarskog eha od padavinskih delića, upotrebom **VIP** (*Video Integrator Processor*) uređaja/skale, upoređuje sa poznatim radarskim ehom od poznatog intenziteta padavina. Tabela 6.5.

Tabela 6.5

INTENZITET RADARSKOG EHA (VIP SKALA)		INTENZITET PADAVINA		
		OPISNO	KOLIČINSKI ($mm/m^2/h$)	
			SLOJASTI OBLACI	KONVEKTIVNI OBLACI
1	Slab	Slab	manje od 2.5	manje od 5.0
2	Umeren	Umeren	od 2.5 do 12.7	od 5.0 do 28.0
3	Jak	Jak	od 12.7 do 25.4	od 28.0 do 56.0
4	Vrlo jak	Vrlo jak	od 25.4 do 50.8	od 56.0 do 114.0
5	Intenzivan	Intenzivan	od 50.8 do 127	od 114.0 do 180.0
6	Ekstreman	Ekstreman	veće od 127	veće od 180.0

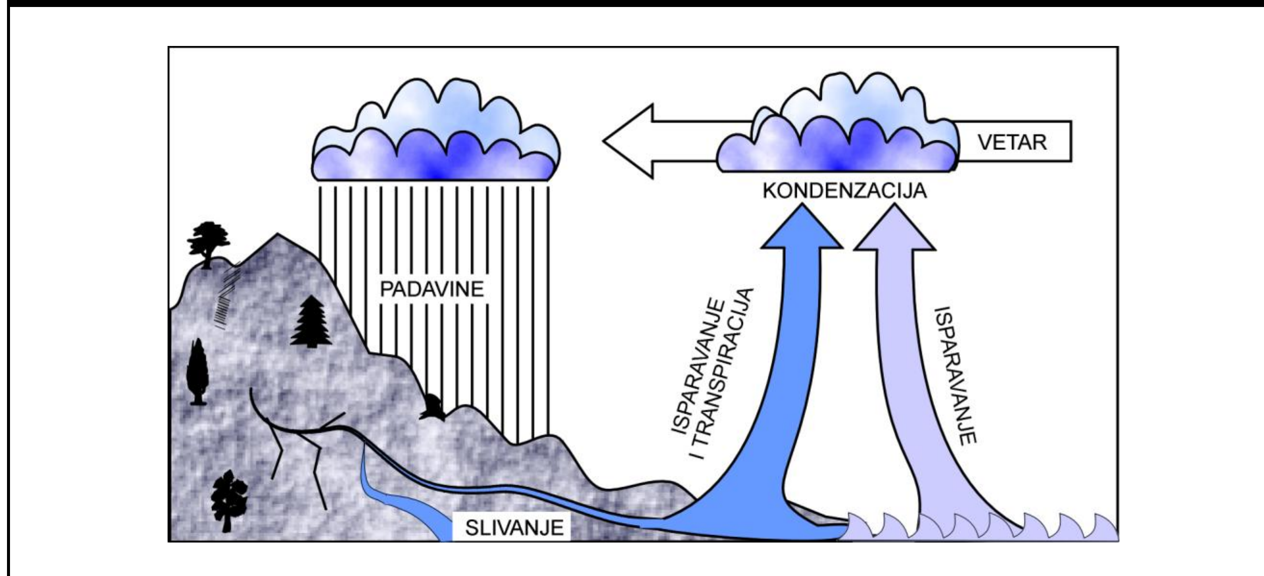
Intenzitet radarskog eha prema VIP skali (prva i druga kolona) upoređen sa intenzitetom padavina datih opisno (treća kolona) i količinski iz slojastih (četvrta kolona) i konvektivnih (peta kolona) oblaka

HIDROLOŠKI CIKLUS

Korisno je na kraju ove glave pogledati u vrlo široku ulogu oblaka i padavina na globalno vreme. Mada oni prouzrokuju široku listu problema za pilote, odlikuju se i velikom blagotvornošću u mnogim drugim oblastima ljudskih aktivnosti. Na primer, oblaci i padavine čine deo prirodnog ciklusa obnavljanja izgubljene vode iznad kopna. Ovaj ciklus počinje isparavanjem i sublimacijom tla, kao i transpiracijom (gubitak vodene pare preko biljaka), čime vodena para dospeva u atmosferu. Vetar pomaže da se vodena para prenosi na velike daljine. Time se stvaraju uslovi da se u procesu kondenzacije i depozicije stvore oblaci. Neki od njih produkuju padavine, vraćajući vlagu ponovo na tlo. Time je opisan proces kruženja vode na Zemlji, poznat pod nazivom **hidrološki ciklus**, Slika 6.38.

.

Slika 6.38



Šematski je prikazano kruženje vode na Zemlji.

Sažetak

U ovoj završnoj glavi Dela I - “Osnovi vazduhoplovnog vremena", naučili smo važne detalje o vodi i njenim stanjima u atmosferi. Znanja o promenama stanja vode udružena sa poznavanjem dejstva latentne toplote važna su za razumevanje načina formiranja i disipacije oblaka. Sada razumemo razliku između načina formiranja oblaka i procesa koji produkuju padavine. Pored teorijskih znanja, stekli smo i dovoljno prakse u prepoznavanju mnogih tipova oblaka. Znamo da razlikujemo osnovne vrste padavina. Takođe, možemo odrediti vrstu padavina prema tipu oblaka koji ih produkuju. Pomalo smo naučili kakve sve opasnosti mogu da kriju pojedini oblaci i neke vrste padavina, kako u toku leta, tako i na tlu.

U sledećem delu knjige naša znanja o ovde naučenim osnovnim meteorološkim procesima primenićemo na razumevanje atmosferskih nepogoda i drugih važnih pojava. Ovde stečena znanja trebalo bi da nam daju uvid u građu svih važnih pojava, a takođe i da nam omoguće delimično predviđanje njihovog ponašanja.

DEO II

ATMOSFERSKI CIRKULACIONI SISTEMI

Deo II će čitaocu obezbediti razumevanje cirkulacija unutar atmosfere uz pomoć znanja o "Osnovama vazduhoplovnog vremena". Cirkulacioni sistemi atmosfere direktno produkuju temperaturu, vetar i promene vazduhoplovnog vremena, koje moramo razumeti da bi planirali i uspešno obavili letenje.

Nakon uspešnog završetka izučavanja Dela II, čitalac će razumeti kako se cirkulacioni sistemi raznih veličina razvijaju, kreću i nestaju. Znaćemo kako oni svojim osobinama produkuju globalno, regionalno i lokalno stanje vazduhoplovnog vremena. Ova znanja će nam biti od neprocenjive važnosti kada budemo koristili osmotrene i prognozirane informacije o stanju atmosfere za predviđanje letačkih uslova. Dalje, ovde će se steći dobra podloga za razumevanje Dela III, gde će se predočavati uslovi letenja u okruženju opasnih vremenskih pojava za vazduhoplovstvo.

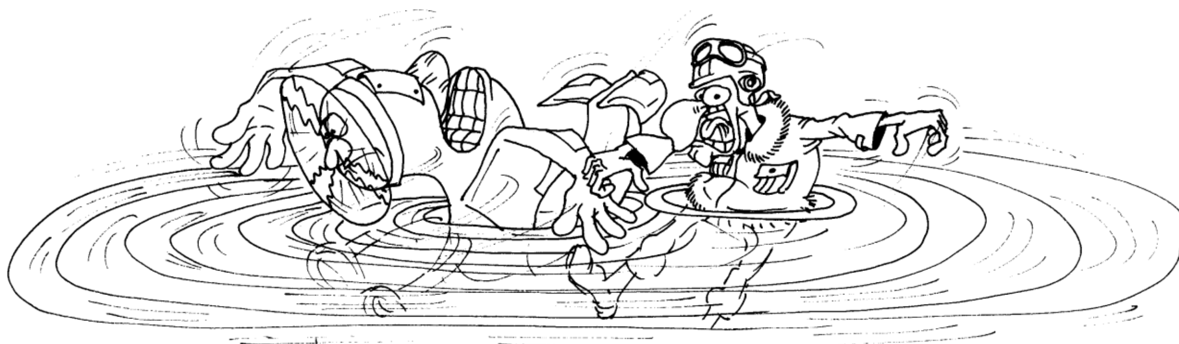
GLAVA 7

RAZMERE ATMOSFERSKIH CIRKULACIJA

Uvod

Vreme nije slučajan događaj. Svako vremensko dešavanje je rezultat razvoja neke od mnogih vrsta atmosferskih cirkulacija. U tom kontekstu, **cirkulacija** znači više ili manje organizovano kretanje vazduha. Takođe, koristiće se i reč **vrtlog** sa značenjem u ovom smislu. Kretanja u datoj cirkulaciji ili vrtlogu mogu biti, kako horizontalna, tako i vertikalna i/ili oba istovremeno. Pored toga, cirkulacije imaju vrlo različite dimenzije; razmera od veličine Zemlje do veličine šake i manje.

U ovoj glavi uvešćemo koncept razmera atmosferskih kretanja, kako bi time doprineli boljoj organizaciji naših studija o različitim vremenskim fenomenima. Ovde iznete ideje biće u nastavku ove glave direktno primenjene na ispitivanje dve važne cirkulacije, vrlo različitih dimenzija/razmera: opšte (generalne) cirkulacije i monsunske cirkulacije. Stečena znanja o ovim cirkulacijama tzv. velikih razmera obezbediće nam važnu podlogu za studije o cirkulacijama manjih razmera, koje su ugnežđene u opštu i/ili monsunsku cirkulaciju.



Odeljak A

RAZMERE CIRKULACIJA

Jedan od dobrih načina za proučavanje nekog sistema je da se on razdvoji na sastavne delove. U radu sa kompletnim sistemima, kao što su vazduhoplov ili atmosfera, složene kombinacije delova sistema postaju mnogo razumljivije, kada se svaki od delova posmatra pojedinačno. Time se stiče najbolji uvid u to; šta sistem radi, kako se sistem podešava u celinu, i kako interakcije delova sistema utiču na njegovo celokupno ponašanje.

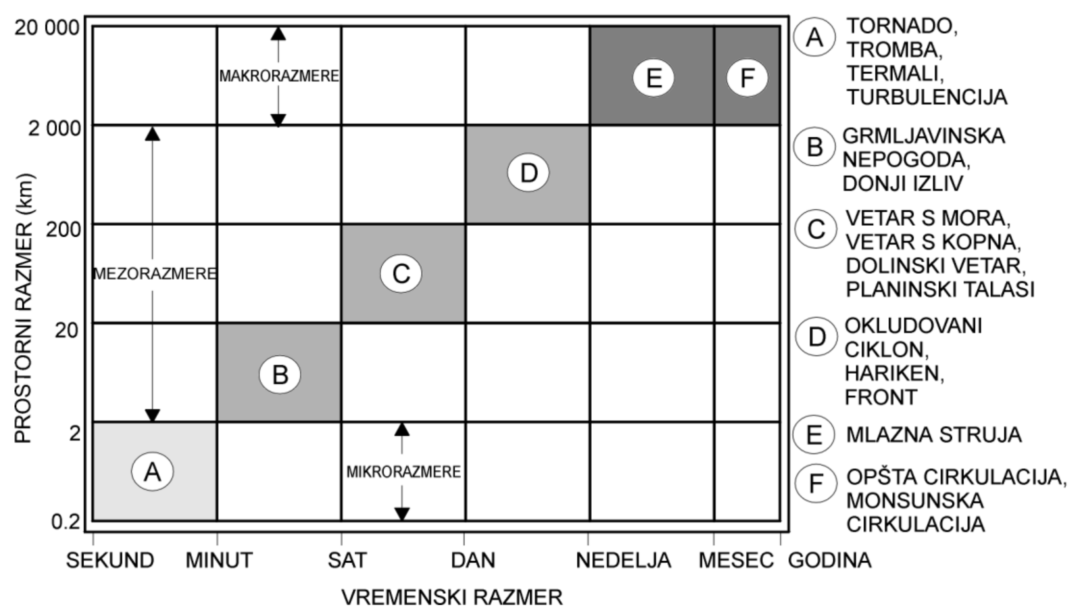
Osmotreno stanje vremena u nekom određenom geografskom području daje često veoma komplikovanu sliku atmosfere, zato što mnogi vrlo različiti meteorološki procesi imaju svoj doprinos u posmatranoj vremenskoj slici. Jednostavnije rečeno, da bi se bolje razumele komplikovane slike atmosfere, namera je da se posmatraju razdvojeni, odnosno, pojedinačni procesi. Jedan od puteva da to učinimo jeste da ukupnu cirkulaciju atmosfere smatramo zbirom brojnih pojedinačnih cirkulacija. U ovom slučaju su pojedinačne cirkulacije delovi sistema. Izučavanjem karakteristika svakog od delova atmosfere izolovano od ostalih, ukupna slika ponašanja atmosfere će postati mnogo razumljivija.

Razmere cirkulacija se odnose na veličinu i vreme trajanja (života) svake individualne cirkulacije. U našem iskustvu mnoge maglovite predstave o tome već postoje. Na primer, vetar s mora se razvija tokom dana, dostiže maksimalnu snagu popodne i tokom noći nestane. Iz ovoga možemo videti da je njegovo trajanja oko pola dana. Njegove dimenzije su tipočno od 20 km do 200 km preko obale od okeanske ka kopnenoj strani. Naveden razmer se može uzeti kao karakteristična prostorna dimenzija ove cirkulacije. Sumiranjem svega, možemo reći da vetar s mora ima "vremenske razmere" od oko 12 sati i "prostorne razmere" od 20 km do 200 km.

Druga cirkulacija, iz široke familije atmosferskih cirkulacija, koju smo do sada upoznali jeste prašinska tromba. Njen tipičan vremenski razmer je nekoliko minuta, a prostorni razmer (prečnik cirkulacije) je od 2 m do 30 m.

Na Slici 7.1 prikazan je dijagram približnih prostornih i vremenskih razmera brojnih atmosferskih cirkulacija

Slika 7.1



Horizontalne dimenzije i trajanje odabranih atmosferskih cirkulacija. Precizni brojevi za prostorne i vremenske razmere se ne mogu dati za svaki fenomen, zato što variraju trajanja i dimenzije uzročnika ovih fenomena. Međutim, opseg mogućih razmera za svaku atmosfersku cirkulaciju je jasno ograničen.

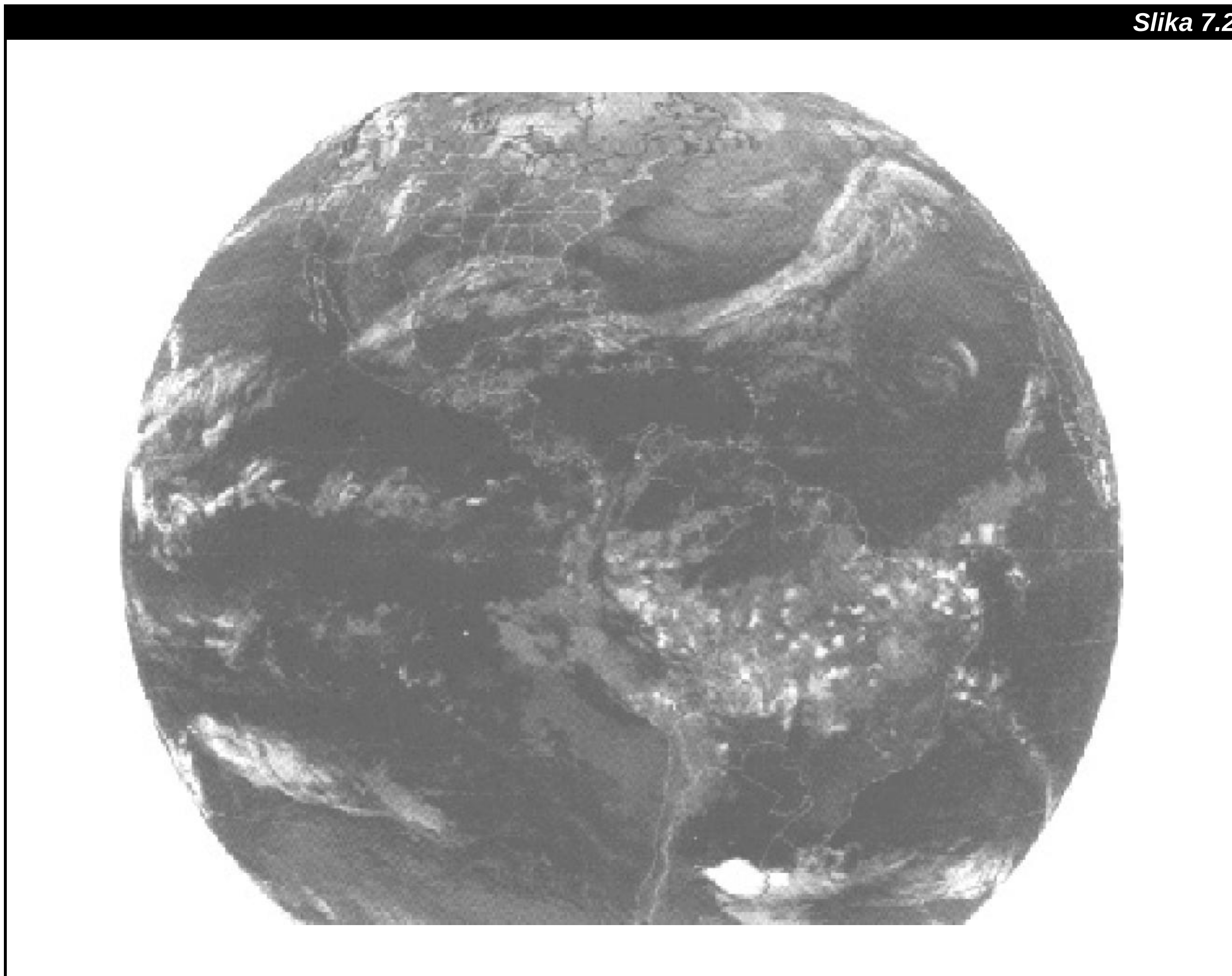
kritičnih za vazduhoplovstvo. Dijagram je razdvojen na tri segmenta. Oni su označeni kao

- **mikrorazmer**,
- **mezorazmer** i
- **makrorazmer**.

Ovo su široko prihvaćeni meteorološki termini. Oni se često koriste u klasifikaciji atmosferskih cirkulacija. Mezorazmere označavaju cirkulacije čije su horizontalne dimenzije od 2 - 2 000 km, a trajanje im je od nekoliko minuta do nekoliko nedelja. Makrorazmere označavaju cirkulacije većih dimenzija (preko 2 000 km) i dužeg trajanja (više od nekoliko nedelja), a mikrorazmere su cirkulacije manjih dimenzija (ispod 2 km) i kraćeg trajanja (manje od nekoliko minuta).

Posmatrani dijagram ne treba da posluži samo za nabrajanje i sumiranje atmosferskih cirkulacija. Takođe, on treba da pomogne i u kreiranju ideje o **ugnežđenoj/ugrađenoj cirkulaciji**. U nekom određenom vremenu, nekoliko cirkulacija može biti prisutno u atmosferi. Tada su obavezno manje cirkulacije ugnežđene/ugrađene u veće, često putujući zajedno sa njima. Dobar primer za to jesu cikloni mezorazmera, udruženi sa frontovima. Oni zajedno produkuju cirkulacije mikrorazmera, kao što su brojne grmljavinske nepogode, a ponekad se stvaraju i tornada. Koncept ugnežđene cirkulacije treba da nam obezbedi uspešnu interpretaciju aktuelnog (stvarnog) i prognoziranog vremena, Slika 7.2.

Slika 7.2



Slika atmosfere dobijena iz globalnog geostacionarnog satelita (Geostationary Operational Environment Satellite - GOES) prikazuje oblačne uzorke produkovane cirkulacijama različitih razmera, (prema: Lester F. P., 1995.).

Odeljak B

CIRKULACIJE VELIKIH RAZMERA

U ovom odeljku ćemo dati objašnjenje o tome, kako globalni vetar zavisi od gradijenta temperature u pravcu Ekvator-polovi, rotacije Zemlje, rasporeda kopna i/ili mora i sezonskih promena u solarnoj radijaciji. Objašnjenja će biti u velikoj meri zasnovana na korišćenju prethodno datog koncepta o razmerama cirkulacija i nešto ranije stečenim znanjima o termičkoj cirkulaciji.

OPŠTA CIRKULACIJA

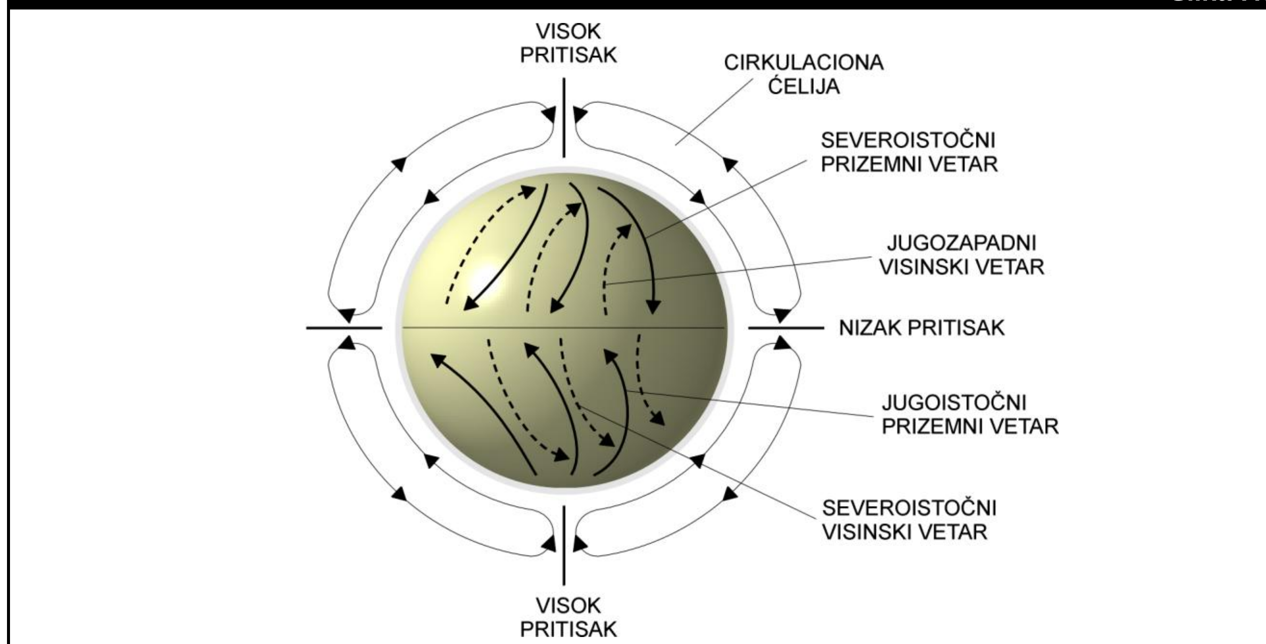
Pod **opštom cirkulacijom** se podrazumeva strujanje vazduha preko zemljinog globusa. Horizontalne razmere ove cirkulacije su približno 20 000 km, što znači da ona spada u makrorazmere. Vreme promene ove cirkulacije je godinu dana, pa zbog toga ona ima značaj i kao faktor klimatskih promena. Za godinu dana ova cirkulacija prođe pun krug svih sezonskih promena.

Da bi lakše razumeli opštu cirkulaciju, zgodno je da počnemo od uprošćenog modela ove pojave. Zahtevajmo idealizovanu Zemlju uravnate površine, bez kopna i/ili mora i bez trenja. Neka takva Zemlja rotira u uobičajenom pravcu (od zapada ka istoku), ali mnogo sporije nego realna Zemlja. U tom slučaju, kao što trebamo očekivati, a saglasno našim ranijim raspravama o termičkoj cirkulaciji, uspostavljeni gradijenti temperature u pravcu Ekvator-polovi dovešće do stvaranja odgovarajućih gradijenata pritiska. Oblasti visokog pritiska pri tlu bile bi locirane preko hladnijih polova, a oblasti niskog pritiska bi se locirale oko toplog Ekvatora. Ovakav raspored pritiska doveo bi do kretanja prizemnog vazduha od polova ka Ekvatoru. Obrnuto bi se dešavalo na visini, gde bi se ekvatorijalni vazduh kretao prema polovima. Svaki od ovih vertikalnih cirkulacionih sistema se naziva **cirkulaciona ćelija** ili samo **ćelija**, Slika 7.3.

Uprošćena cirkulaciona ćelija, razvijena za sporu rotaciju, vrlo je slična termičkoj cirkulacionoj ćeliji (vetar s mora), uz neke važne razlike. Zbog toga, što su njene razmere mnogo veće, a vreme njenog trajanja mnogo duže, ćelija opšte cirkulacije je značajno modifikovana uticajem Koriolisove sile. Prizemni vetar na Severnoj hemisferi skreće u desnu stranu i postaje severoistočni. Na Južnoj hemisferi prizemni vetar skreće u levu stranu i postaje jugoistočni. Visinski vetar ima suprotne pravce.

Sada, pojačajmo rotaciju naše idealizovane Zemlje na normalnu brzinu od oko 24 sata po jednom obrtaju. Rezultujući cirkulacioni vetar postaće više uvrnut i zato mnogo realniji. U narednim raspravama uglavnom ćemo posmatrati samo uzorke Severne hemisfere. Pri tome ćemo uvek moći, ukoliko to želimo i ukoliko to već nije učinjeno, da dobijemo događaje na Južnoj hemisferi predstavljanjem preko Ekvatora događaje na Severnoj hemisferi, kao odraz predmeta u ogledalu, jer je delovanje Koriolisove sile suprotno.

Slika 7.3



Sporo rotirajuća Zemlja ima samo po jednu cirkulacionu ćeliju na svakoj hemisferi. Na globusu je prizemni vetar prikazan punim strelicama, dok je isprekidanim strelicama dat visinski vetar. Zakrivljenost pravca vetra je posledica delovanja Koriolisove sile. Poprečni presek kroz cirkulacione ćelije daje vertikalnu strukturu vrtloga.

Tako, brža rotacija Zemlje do njene prirodne brzine lomi, na primer, cirkulacionu ćeliju na Severnoj hemisferi na tri ćelije, Slika 7.4.

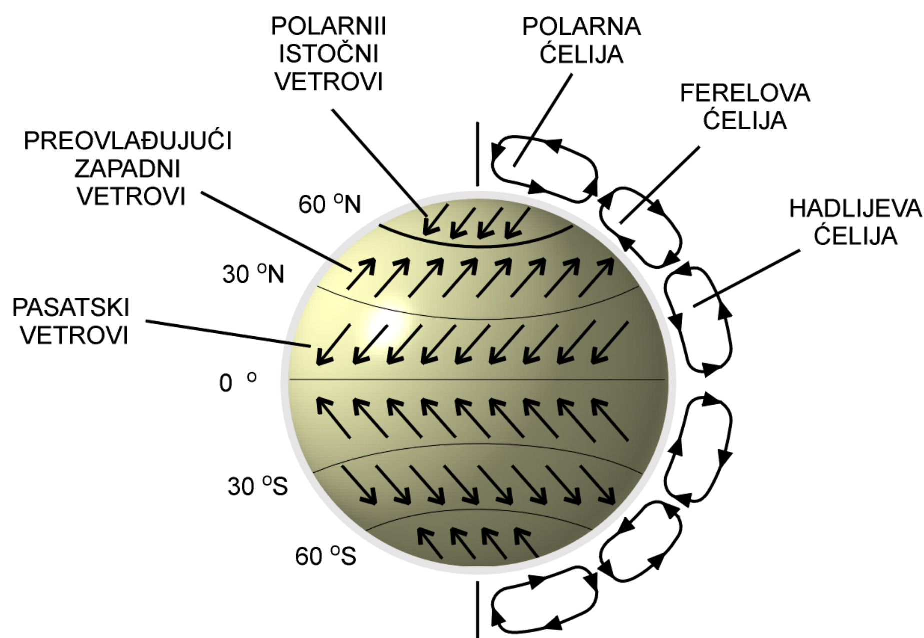
1. Nalazimo da se vazduh iznad Ekvatora (**ekvatorujalne** ili **tropske širine/predeli**) još uvek podiže do tropopauze. Posle toga povratnom strujom vazduh kreće ka severu, dostižući samo do oko 30 ⁰N, odakle se nisponom strujom vraća prema tlu. Ova cirkulacija se naziva **Hadlijeva** (*Hadly*) **ćelija**, prema naučniku iz osamnaestog veka koji je prvi nagovestio ovakav model opšte cirkulacije.
2. U višim širinama (**polarne širine/predeli**) razvija se **polarna ćelija**. Ona je određena usponim kretanjem vazduha blizu 60 ⁰N i njegovim nisponim kretanjem iznad Severnog pola. Koriolisova sila skreće prizemni hladan vetar ka severoistoku, a visinski vetar ka jugozapadu.
3. U širinama između 30 ⁰N i 60 ⁰N (**srednje** ili **umerene širine/predeli**), brže rotirajući i jači gradijenti temperature, postavljeni u pravcu sever-jug, favorizuju razvoj vrtloga malih razmera. Ove, istočno krećuće vrtloge istražićemo tek u sledećoj glavi. Njihov uticaj na opštu cirkulaciju stvara srednji prizemni vetar jugozapadnog pravca u pojasu umerenih širina, dok je na visini, pa sve do tropopauze javlja zapadni vetar. Ovi, pretežno jugozapadni i zapadni vetrovi definišu cirkulaciju srednjih širina nazvanu **Ferelova** (*Ferrel*) **ćelija**, prema naučniku koji je vršio rana istraživanja opšte cirkulacije.

Tri navedene cirkulacione ćelije stvaraju važne i dobro poznate karakteristike prizemnog vetra prikazanog na prethodnoj slici. Ove ćelije obezbeđuju stalne

- severoistočne vetrove između Ekvatora i 30 ⁰N, poznate kao **trgovački vetrovi** ili **pasatski vetrovi (pasati)**,
- **preovlađujuće zapadne vetrove** između 30 ⁰N i 60 ⁰N i
- **polarne istočne vetrove** severno od 60 ⁰N.

Sličan proces nastanka tri ćelije i pratćih vetrova postojii i na Južnoj hemisferi, Slika 7.4.

Slika 7.4



Tri cirkulacione ćelije razvijene na svakoj hemisferi na uravnatoj, homogenoj normalno rotirajućoj Zemlji. Poprečni presek prikazuje vertikalnu strukturu cirkulacionih ćelija obe hemisfere na istočnoj strani globusa. Strelicama je prikazan pravac vetra u prizemlju. Vetar na Južnoj hemisferi se dobija predstavljanjem preko Ekvatora vetra Severne hemisfere kao odraz predmeta u ogledalu.

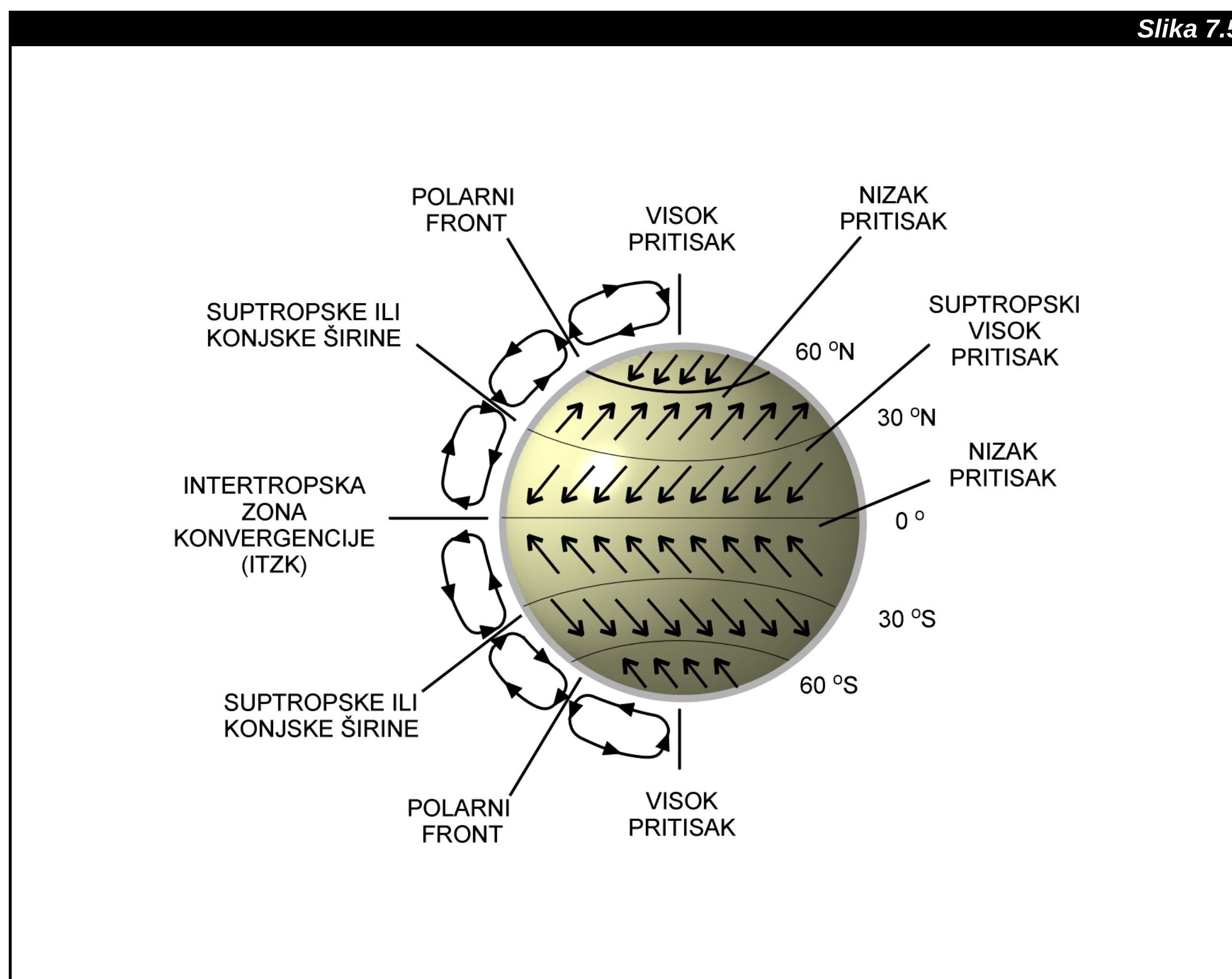
Druge važne prizemne karakteristike opšte cirkulacije vezane su za raspodelu prizemnog pritiska, Slika 7.5. Oblast niskog pritiska se nalazi blizu Ekvatora i poznata je kao **oblast ekvatorijalne tišine**. Istovremeno, pošto se u toj oblasti sučeljavaju pasatski vetrovi obe hemisfere, čineći konvergenciju strujanja, ova oblast je poznatu i pod nazivom **intertropska zona konvergencije** (ITZK). Nestabilnost i velika vlaga su osobine vazduha u ITZK, čime se stvaraju jako podogni uslovi za formiranje grmljavinskih nepodoga.

U regionima spuštanja (nisponog kretanja) vazduha dolazi do divergencije prizemnog vetra, što odgovara oblastima **suptropskog visokog pritiska** blizu 30 ⁰N i 30 ⁰S. Ove oblasti su poznate pod nazivom **suptropske** ili **konjske širine**. U njima je formiranje oblaka vrlo otežano a količina vlage je vrlo niska.

Blizu oblasti 60⁰ N i 60⁰ S vlada **nizak pritisak**, dok prizemni vetar konvergira, donoseći tople vazdušne mase iz tropskih i hladne mase iz polarnih regiona. Linija razdvajanja, ovih po mnogo čemu raznorodnih vazdušnih masa, ovde je locirana i naziva se **polarni front**. U ovim regionima vazduh je vrlo bogat vlagom i lako se stvaraju oblaci.

Na kraju, na polovima postoje sistemi visokog pritiska sa dve oblasti spuštajućeg vazduha i divergencijom vetra u prizemlju. Kao i u konjskim širinama, ovde je formiranje oblaka vrlo otežano, a količina vlage je vrlo niska. U prizemlju ostaje sneg, uprkos retkim i po intenzitetu malim količinama padavinama, zbog toga što je temperatura vazduha vrlo niska.

Slika 7.5



Raspored prizemnog pritiska pridružen trima cirkulacionim ćelijama i nazivi oblasti na obe hemisfere.

MONSUNSKA CIRKULACIJA

Do sada je naša rasprava bila podešena za slučaj idealizovane opšte cirkulacije na idealizovanoj planeti. Realna slika je drugačija, zato što postoje okeani i kontinenti. Da bi razumeli kako se odvija stvarni (aktuelni) model cirkulacije vetra moraćemo da uvedemo diskusiju o monsunskoj cirkulaciji.

Monsunska cirkulacija ili prosto **monsun** je makrorazmerni model vetra koji trpi sezonsku promenu pravca. Prizemni vetar u **vlažnom monsunu** tokom leta duva od okeana ka kontinentu, dok **suvi monsun** duva suprotno, od kontinenta ka okean. Gruba mera za prostorni razmer monsuna je oko 10 000 km ili oko veličine kontinenata.

Da bi razumeli kako monsun radi, poslužićemo se drugom idealizovanom situacijom. U njoj ćemo u isto vreme ignorisati uticaj opšte cirkulacije i zahtevaćemo postojanje kontinenta idealizovanih kontura na Severnoj hemisferi, kao što to prikazuje Slika 7.6

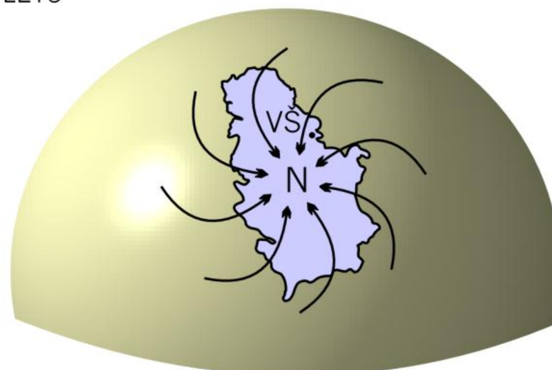
Monsun ima karakteristike termičke cirkulacije, ali obrnutih osobina tokom različitih godišnjih doba.

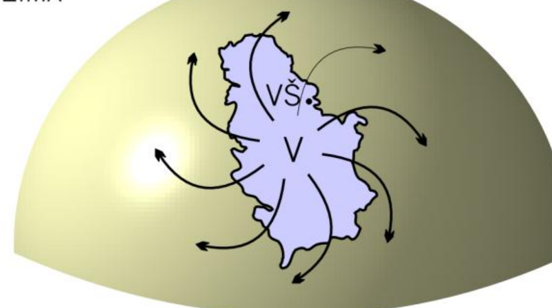
1. Tokom leta, kontinent je mnogo topliji nego okolni okean. Time se iznad kopna stvara nizak prizemni pritisak, tako da vlažni okeanski vetrovi prohuje unutrašnjošću kopna. Međutim, zato što su razmere cirkulacije velike, važna je i Koriolisova sila, a dodatkom i sile trenja, spirala vetra iznad kontinenta dobija smer kretanja obrnut od smera kretanja kazaljke na satu. Tako se iznad kopna stvara **ciklonska** (pozitivna) **cirkulacija**, vrlo poznata pod nazivom **letnji monsun**.
2. Tokom zime, slika postaje obrnuta. Kontinent je relativno hladniji od okolnog okeana. Visok vazdušni pritisak preovladava preko kopna, a hladan i suv prizemni vetar dobija spiralu kretanja kao kazaljka na satu. Time se iznad kontinenta stvara **anticiklonska** (negativna) **cirkulacija**, poznatija kao **zimski monsun**.

Ako želimo, možemo proveriti da je cirkulacija u oba slučaja na Južnoj hemisferi obrnuta.

Na stvarnoj Zemlji monsunska cirkulacija je ugnežđena u veću opštu cirkulaciju. Kontinenti su različitih veličina, oblika i smešteni su na raznim geografskim širinama. Zbog toga se monsuni izrazito javljaju samo u nekim geografskim regionima (Jugoistočna Azija), a jedva se primećuju u drugim regionima (Evropa). U sledećem odeljku istražićemo na stvarnoj Zemlji zajedničke uticaje opšte cirkulacije i monsuna.

Slika 7.6





Letnja i zimska monsunska cirkulacija za idealizovan kontinent. Skice prikazuju prizemnu cirkulaciju uzrokovanu niskim prizemnim pritiskom iznad kontinenta tokom leta i visokim pritiskom tokom zime.

Odeljak C

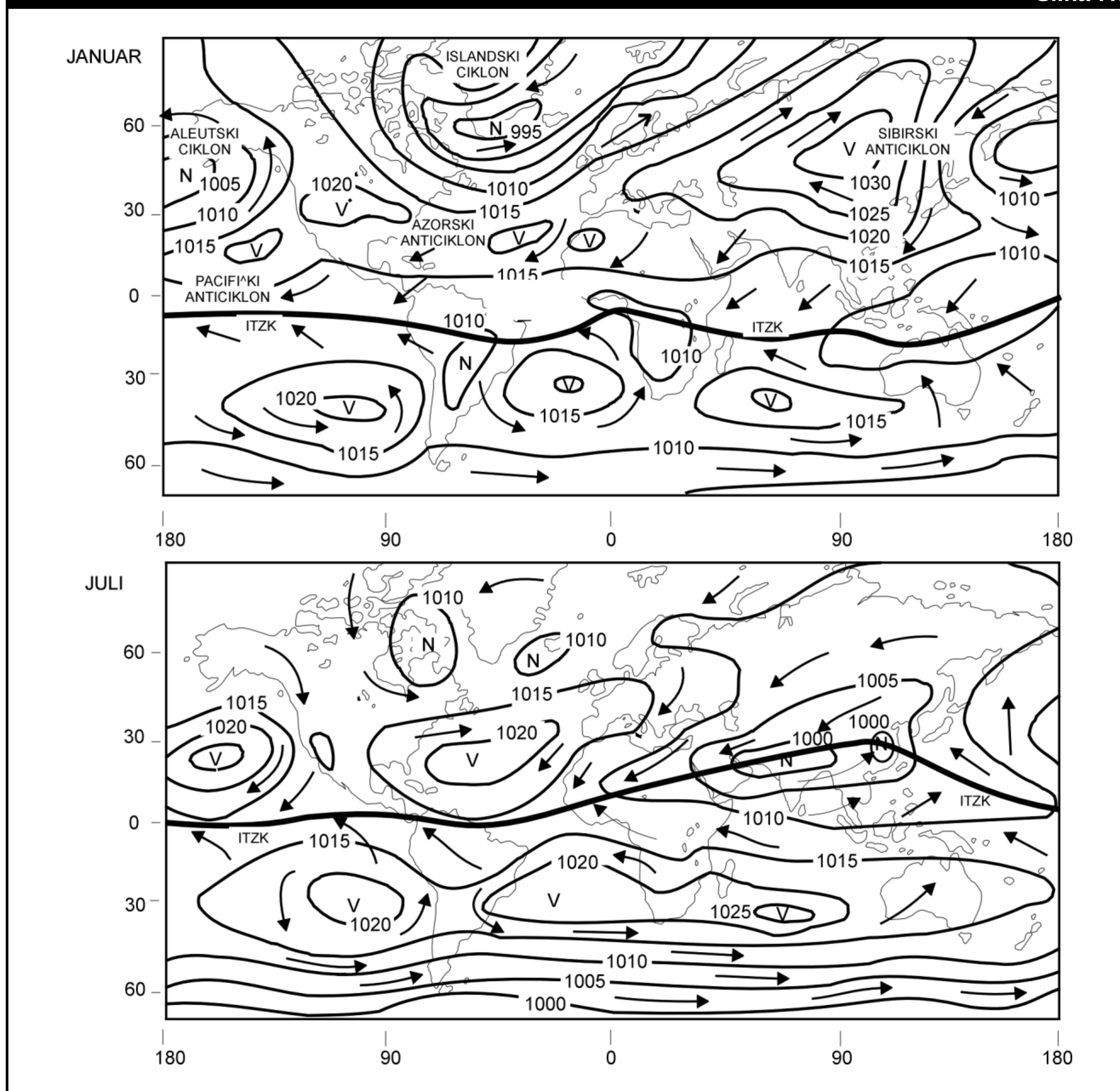
GLOBALNI CIRKULACIONI SISTEM

Sve globalne klimatološke karte vetra su zasnovane na osrednjenim mesečnim ili sezonskim vrednostima osmotrenog vetra za ceo Svet. Ovakvim osrednjavanjima eliminišu se cirkulacije malih razmera, a ostaje samo tzv. **globalni cirkulacioni sistem**. On se u ovom slučaju dobija kao kombinacija (superpozicija) opšte cirkulacije i monsunske cirkulacije.

CIRKULACIJA U PRIZEMLJU

Na Slici 7.7 prikazan je uzorak prizemne globalne raspodele srednjeg vetra za januar i juli mesec zajedno sa poljem prizemnog pritiska (prikazanog na Slici 3.14), kako bi se naglasio odnos ova dva polja. Za oba meseca je očekivana opšta cirkulacija jasna iznad okeana. Tu se mogu videti pasatski vetrovi, preovlađujući zapadni vetrovi, oblasti suptropskog visokog pritiska i ITZK. Ovo je posebno tačno na Južnoj hemisferi, jer postoji mnogo manje kopna, čime je smanjen uticaj monsunske cirkulacije u narušavanju opšte cirkulacije.

Slika 7.7



Globalna cirkulacija u prizemlju za januar i juli. Pravac vetra je prikazan strelicama. Tanje linije su izobare prizemnog pritiska, a deblje linije daju položaj intertropske zone konvergencije (ITZK).

Vidimo da postoje jake sezonske varijacije u prikazanom globalnom cirkulacionom uzorku. U januaru su Islandski i Aleutski cikloni, koji ukazuju na položaj polarnog fronta, sigurno snažniji, a može se reći i udaljeniji od juga, nego u julu. Takođe, stalna polja visokog pritiska (npr. Azorski i Pacifički anticikloni) u suptropskim širinama (**suptropski anticikloni**) su udaljeniji od juga u januaru, ali su tada i slabiji, nego u julu. Intertropska zona konvergencije u julu ima tendenciju da se kreće severnije u nekim delovima Sveta, dok se u januaru kreće ka jugu u tim istim delovima Sveta. Na primer, tokom jula ITZK je locirana severnije od Indije, dok je u januaru nešto južnije od Ekvatora.

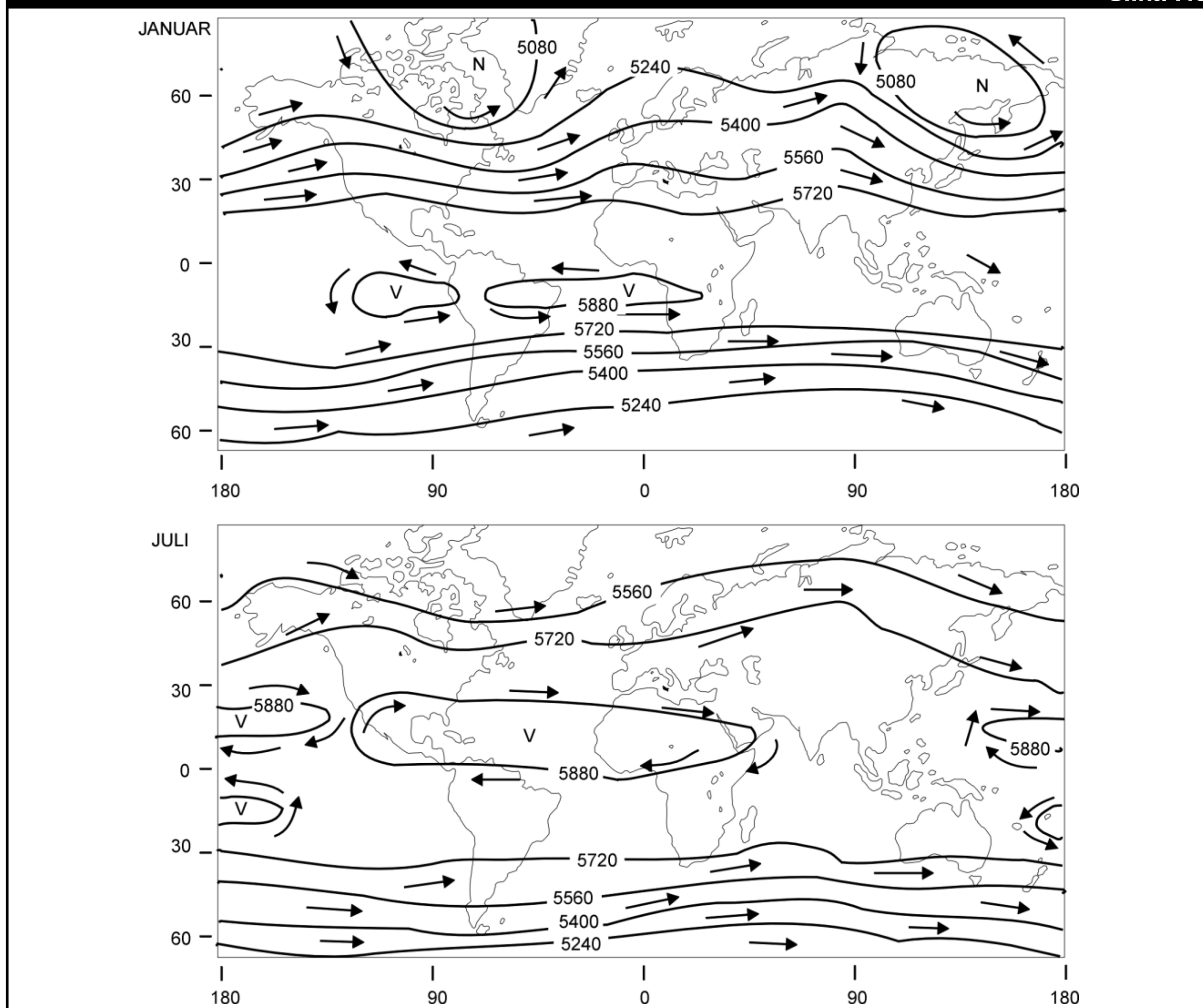
U oblastima blizu kontinenata uticaj monsuna postaje evidentan. Ovde je to najjasnije vidljivo preko Jugoistočne Azije, čemu naročito pogoduje dobar položaj kopnene mase Azije na severu vrlo toplog okeana. Vidimo da u toku jula postoji izrazita ciklonska cirkulacija iznad kopna na kome je smešteno polje niskog pritiska. U januaru je obrnuto. Zbog toplijeg kontinenta i stvorenog polja visokog pritiska postoji anticiklonska cirkulacija. Azijski monsun tako izopačujuće utiče na vetar, da strujanje preko Indijskog okeana tokom leta postaje jugozapadno, umesto da je severoistočno, što bi se očekivalo, ako bi se držali samo pravila opšte cirkulacije.

Takođe, monsunski vetrovi se razvijaju i preko Afrike, Australije i nekih delova Severne i Južne Amerike, specijalno u nižim geografskim širinama i obično su u vezi sa sezonskim premeštanjem ITZK. Njihova snaga zavisi od oblika i veličine kontinenta i temperature okolnog okeana.

CIRKULACIJA NA VISINI

Globalni cirkulacioni uzorci na visini su daleko jednostavniji, nego upravo viđeni prizemni. Na Slici 7.8 prikazan je uzorak globalne raspodele srednjeg vetra u polju pritiska na visini od 500 hPa (18 000 ft) za januar i juli mesec.

Slika 7.8



Globalna cirkulacija na visini 500 hPa *za januar i juli. Pravac vetra je prikazan strelicama, a pune linije su izohipse.*

Makrorazmerne karakteristike zimskog perioda uključuju ciklone preko Istočnog Sibira i Kanadskog Artika. Ovi visinski cikloni se poklapaju sa Aleutskim i Islandskim ciklonima u prizemlju. Takođe, suptropski anticikloni posmatrani iz prizemlja se poklapaju sa visinskim anticiklonima postavljenim više iznad Ekvatora. Ovakve osobine su delimično opažaju i tokom leta.

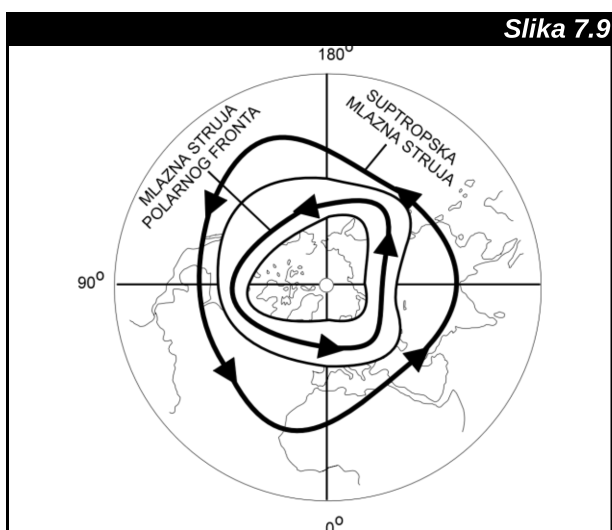
U polju pritiska i zapadnog vetra postoji dobro definisana talasna struktura, specijalno na Severnoj hemisferi. Na primer, zimi postoje dve doline talasa preko istočnih obala Azije i Amerike, a slaba dolina preko Evrope. Tri pomenuta talasa su primer talasnih poremećaja u atmosferi. Prihvaćeno je da se oni nazivaju **dugi talasi**. Njihovo kretanje je mnogo sporije od vetra.

Dugi talasi se mogu posmatrati kao makrorazmerni poremećaji ugnežđeni u osnovno zapadno strujanje oko globusa. Vazdušne struje posredstvom talasa na visini proizvode vremenske promene (nepogode). To se dešava prenosom hladnog vazduha ka nižim širinama u okolini doline talasa i prenosom toplog vazduha ka višim širinama u okolini grebena talasa. Dugi talasi se na taj način pojavljuju kao neophodna veza za razmenu toplote između ekvatorijalnih i polarnih predela.

Važna osobina prikazanog uzorka globalnog strujanja vazduha je da u oblasti preovlađujućih zapadnih vetrova u srednjim širinama (**zonalne struje**), tokom zime postoje jači vetrovi (izohipse su gušće), nego tokom leta. U gotovo svim oblastima globusa, visinski zapadni vetrovi su jači i postoje i širem geografskom pojasu, nego što je to u prizemlju.

MLAZNA STRUJA

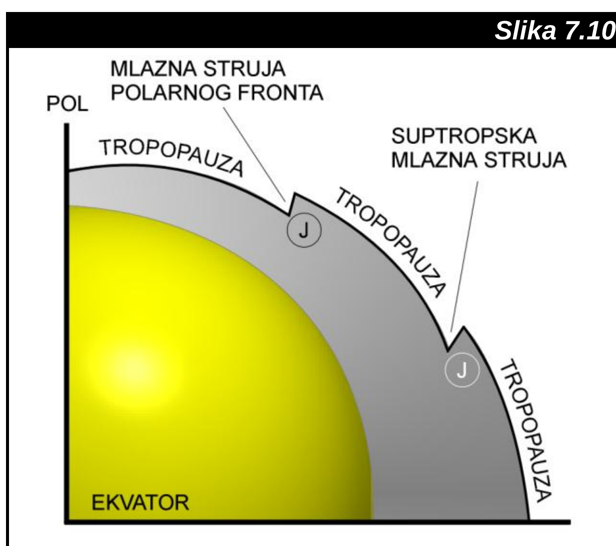
Vrlo važna cirkulacija visinskog strujanja poznata je kao **mlazna struja**. Ona je često je ugnežđena u jaku zapadnu zonalnu struju krećući se zajedno s njom. Mlazna struja predstavlja kretanje vazduha velikim brzinama u vrlo uskim oblastima blizu tropopauze na visinama od 24 000 ft do 50 000 ft. Brzina mlazne struje, odnosno vetra u njoj, može biti u rasponu od 60 kt do 240 kt. Tipične dimenzije mlazne struje su; dužina od nekoliko hiljada kilometara, širina od nekoliko stotina kilometara, a debljina od svega nekoliko stotina metara. Karakteristično je za tok mlazne struje, da on vrlo podseća na reku koja meandrira krećući se prostranom ravnicom.



Približni položaji mlazne struje polarnog fronta i suptropske mlazne struje blizu tropopauze na Severnoj hemisferi tokom zime. Mlazna struja polarnog fronta je prikazana u širokoj zatvorenoj oblasti, zato što njena pozicija tokom dana približno varira u toj oblasti. Situacija je slična na Južnoj hemisferi.

U proseku, dve mlazne struje se pojavljuju u zapadnoj zonalnoj struji. To su **mlazna struja polarnog fronta** i **suptropska mlazna struja**. Na Slici 7.9 prikazan je približan položaj obe mlazne struje na Severnoj hemisferi. Kao što ime govori, mlazna struja polarnog fronta je locirana blizu položaja polarnog fronta. On ima godišnji ciklus kretanja. Polarni front tokom leta pokazuje tendenciju rasta visine, širenja i udaljavanja od severa. Sve ove promene utiču i na položaj mlazne struje polarnog fronta, iako ona ima i svoje cikluse. Suptropska mlazna struja se nalazi blizu 25 ^{0}N geografske širine. Najveću snagu dostiže zimi, a leti skoro da ne postoji.

Na Slici 7.10 prikazan je poprečni presek istočne polovine Severne hemisfere i atmosfere. Na poprečnom preseku su označeni položaji; polarnog fronta, mlazne struje polarnog fronta, suptropske mlazne struja i visine tropopauze. Zanimljiv je položaj tropopauze. Do sada smo znali da se visina tropopauze postepeno smanjuje idući od tropskih ka polarnim predelima. Međutim, ustanovljeni su prekidi (diskontinuiteti) u postepenoj promeni visine tropopauze na mestima proticanja mlazne struje. Tropopauza na tim mestima naglo menja visinu. Ako bi nam vetar duvao u leđa, pojavila bi se nagla razlika u visini tropopauze sdesna i sleva od mlazne struje.



Presek pravcem Ekvator-Severni pol nekog zimskog dana. Jezgra mlaznih struja su označena slovom "J". Pravci obe mlazne struje su zapadni (u stranicu knjige). Položaj mlazne struje polarnog fronta varira između 30 ^{0} *i* 60 ^{0}*. Odgovarajuća simetričnost važi i za Južnu hemisferu.*

Odeljak D

OPŠTA CIRKULACIJA I KLIMATOLOGIJA

Klimatologija se bavi izučavanjem srednjih stanja atmosfere. Mada svrha ovog teksta nije da se bavi klimatologijom, naše razumevanje globalne cirkulacije zahteva izvesne klimatološke osnove. Klimatološke informacije ćemo nalaziti na brojnim mestima. Prvo, one će nam pomoći da bolje razumemo procese stvaranja vremena. Drugo, one će biti pomoć u učenju iz jednostavnih klimatoloških karata o srednjim vremenskim uslovima koji vladaju u oblastima naših destinacija. Na kraju, izvesno znanje klimatologije će nam pomoći da razumemo osnovne rezultate istraživanja klimatskih promena, od kojih u velikoj meri zavise i tokovi budućih čovekovih akrivnosti. U okviru sledećih pasusa, posmatraćemo neke kratke primere.

Naše znanje o globalnom vetru može vrlo uspešno da se iskoristi za objašnjenje nekih stvari, čak vrlo komplikovanih, kao što je nejednakost u raspodeli padavina po Svetu. Na primer, polarne i suptropske pustinje i ekvatorijalne zone velikih padavina mogu biti objašnjene na osnovu stečenih znanja o globalnoj cirkulaciji, Slika 7.11.

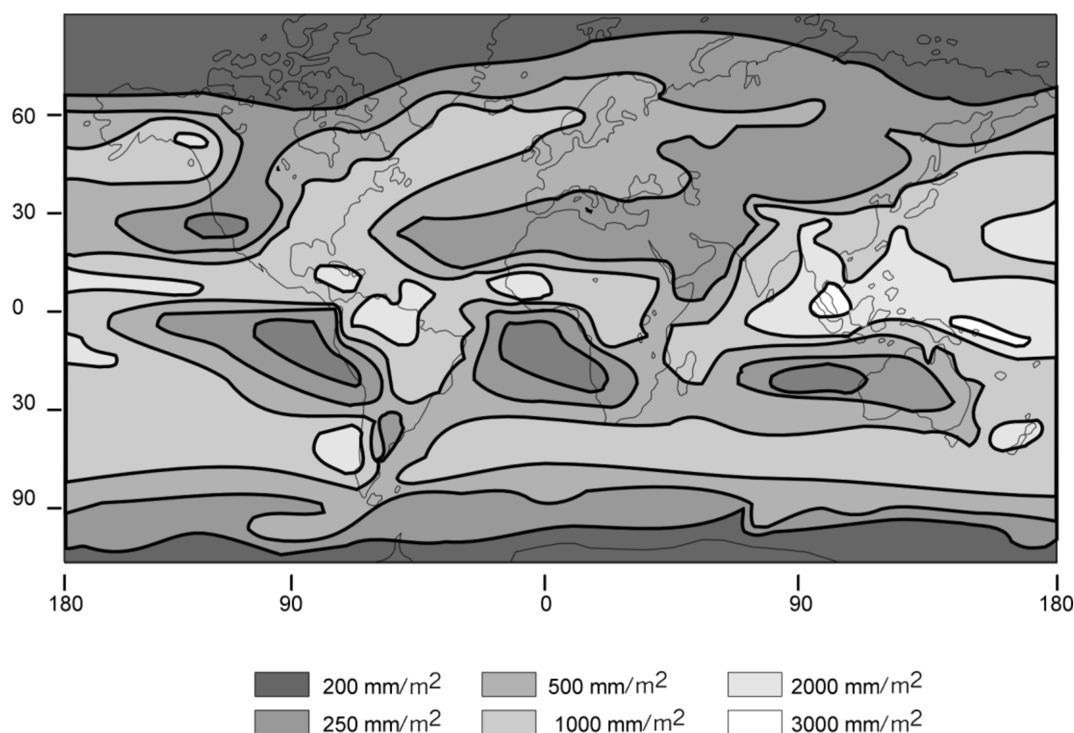
Visoke padavine blizu Ekvatora su rezultat velike količine tropske vlage, konvergencije vetra i usponog kretanja vazduha u ITZK. U polarnim predelima i suptropskim širinama nalaze se oblasti niskih količina padavina, jer je preovlađujuće strujanje vazduha nispono (stabilna atmosfera). To smanjuje mogućnost kondenzacije, pogotovo iznad kopnenih predela (Severna Afrika), gde su i izvorišta vlage vrlo oskudna, dok je u polarnim predelima količina vlage mala, zbog vrlo niskih temperatura.

Primeri interakcije orografije i vetra opšte cirkulacije mogu se videti u zapadnim delovima Severne Amerike. Tamo se velike oblasti malih količina padavina nalaze na istočnim stranma Stenovitih planina. Ove planine se prostiru pravcem sever-jug u umerenim širinama. Pošto one stoje normalno da dominatno zapadno strujanje, niz njihove zavetrene (istočne) strane dolazi do spuštanja i zagrevanja vazduha, dok na suprotnim (zapadnim) stranama, zbog usponog kretanja i hlađenja vazduha postoje pojačane padavine.

Primer ekstremnog doprinosa stvaranju padavina usled orografskog dizanja nalazimo preko južnih obronaka Himalaja. Tu se u kombinaciji vlažnog monsuna i orografije proizvode velike količine padavina. Mesto Čarapunđi (*Cherrapunji*) u Indiji, koje je smešteno u pomenutoj oblasti, primi godišnje preko 2500 mm/m^2 padavina.

Razmeri kretanja o kojima ćemo diskutovati u kasnijim glavama imaju period manji od jedne godine. Međutim, vremenske promene se dešavaju i preko ovog perioda. Na primer, već smo uočili da neka godina obiluje padavina (**vlažna godina**), dok je sledeća godina deficitarna padavina (**suva godina**). Takođe, naučili smo da neka zima bude jako hladna (**hladna zima**), dok je druga toplija (**blaga** ili **topla zima**), itd. Ovakve "međugodišnje" varijacije više ne možemo

Slika 7.11



Srednja godišnja raspodela padavina po Svetu.

objašnjavati samo opštom cirkulacijom atmosfere i kretanjima manjih razmera. Tu se moraju izimati u razmatranje i drugi pocesi, kao što je promena temperature okeana (**El Ninjo** -*El Nino*) i fluktuacije u solarnoj radijaciji ili insolaciji.

Mogu se identifikovati i mnogo duže klimatske varijacije. One uključuju u razmatranje postepene promene nagiba ose rotacije Zemlje od 22.0 ^{0} do 24.5 ^{0} (sada iznosi 23.5 ^{0}) u ciklusu koji traje 41 000 godina. Takođe, postoje i vrlo postepene promene u obliku orbite kojom Zemlja kruži oko Sunca. Ona varira od približno kružnog do elipsastog oblika u ciklusu od 100 000 godina. Ove promene imaju efekta na količine primljene energije od strane tla, pa utiču kako na dnevne, tako i na sezonske promene vremena. Poznato je da su astronomi ustanovili 14 vrsta kretanja Zemlje. Za svako od ovih kretanja, kao i u do sada prikazanim primerima, uvek je vezana i njegova promena, uz obavezno nekakav uticaj i na klimu. Generalno, naučnici veruju da su fluktuacije u kretanju Zemlje (**astronomski faktori**) odgovorne za klimatske promene koje su se događale u poslednjih 2 000 000 godina. Trebalo bi znati da je srpski naučnik Milutin Milanković (1879. - 1958.) dao veliki udeo u objašnjenju uticaja astronomskih faktora na klimatske promene, a posebno u postavci teorije o nastanka i nestanka ledenih doba.

Na kraju, postoje razmere klimatskih promena izazvane ljudskom aktivnošću (**antropološki faktor**). Ljudi su tokom poslednja dva veka u procesu industrijalizacije i urbanizacije izlučili u atmosferu značajne količine polutanata. Na njihovo prisustvo atmosfera je počela da reaguje menjajući prvobitne osobine. Tu se pre svega misli na probleme izazvane postojanjem ozonskih rupa i efekata staklene bašte.

Ozonska rupa (vidi Glavu 1, Odeljak C) je oblast u ozonskom sloju sa koncentracijom ozona ispod normalne vrednosti. Na površini Zemlje ispod mesta pojavljivanja ozonske rupe dolazi do pojačanog ultraljubišastog zračenja. To kod ljudi i mnogih životinjskih vrsta, u slučaju direktne izloženosti ovim zracima, može izazvati mnoge štetne posledice po normalan život i opstanak.

Efekat staklene bašte je fenomen zagrevanja donjih slojeva atmosfere zbog povećane koncetracije ugljen dioksida i drugih gasova. U poslednja dva veka veliki izvori ugljendioksida su bili iz produkata sagorevanja uglja i nafte. Prema nekim pokazateljima to je dovelo do porasta količine ovog gasa u atmosferi, iako ne za puni iznos proizvedene količine, pošto okeani imaju sposobnost njegove apsorpcije. Takođe, suficitu ovog i sličnih gasova doprinosi i smanjenje šumskih oblasti na Zemlji. Količina dugotalasnog zračenja Zemlje koja se apsorbuje u donjim slojevima atmosfere upravo je proporcionalna količini ugljendioksida i sličnih gasova u vazduhu. Tako, povećavanjem u atmosferi prisustva ovog i sličnih gasova ona postaje toplija, što dovodi do uspostavljanja novog temperaturnog (klimatskog) režima na Zemlji uz nejasne posledice za budućnost Sveta. Uticaji antropološkog faktora na modifikaciju klime nisu za sada dobro poznati. U toku su numeričke/kompjuterske simulacije globalne klime, radi istraživanja dejstva ovde navedenih i drugih faktora.

Sažetak

Ova glava je trebalo da bude veza između “Osnova vazduhoplovnog vremena” i nekih korisnih primena ovih osnova. Koncept "razmer kretanja" je uveden da bi se poboljšala organizacija u sistematizovanju brojnih vremenskih fenomena. Data je jednostavna formula kako treba posmatrati vremenske fenomene. Naučili smo da je neko osmotreno stanje atmosfere obično pod uticajem jedne ili više cirkulacija. Shvatili smo da razdvajanjem ovih cirkulacija, saglasmo njihovim prostornim i vremenskim razmerama, one postaju jednostavnije za izučavanje i klasifikaciju. Tada je interpretacija aktuelnog i prognoziranog vremena mnogo lakša.

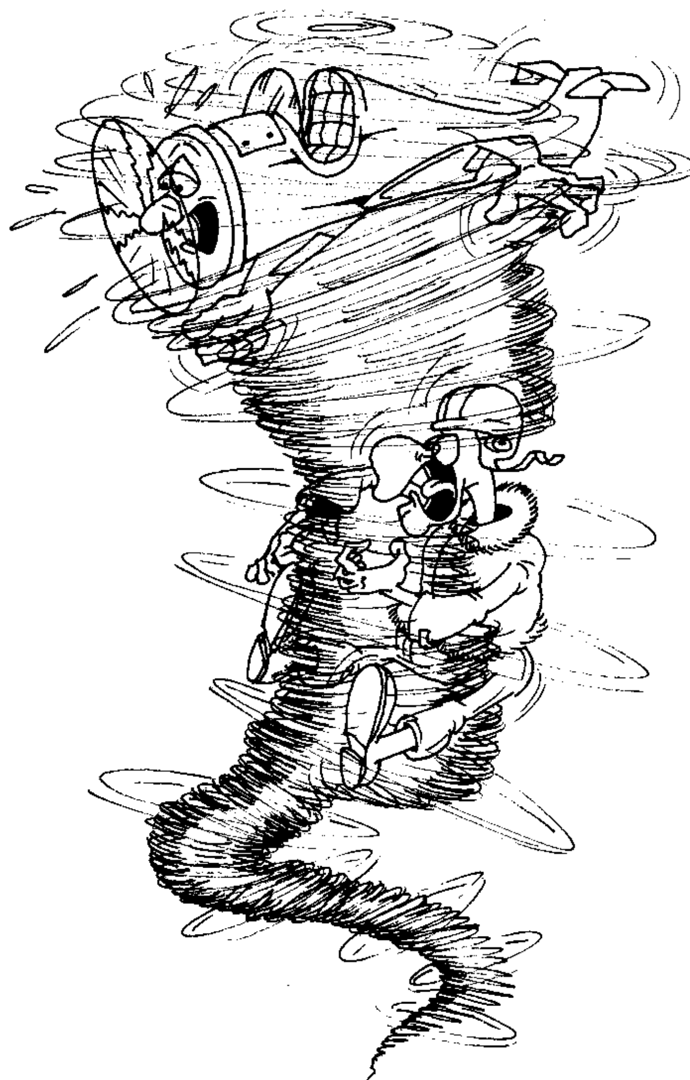
U ovoj glavi je koncept "razmer kretanja", kao metodološki pristup u istraživanju atmosfere bio uspešno primenjen za opis uzroka i karakteristika opšte i monsunske cirkulacije. Videlo se da ova dva velika cirkulaciona sistema utiču na globalnu raspodelu vetra. To je pomoglo da objasnimo mnoge karakteristike globalne klimatologije.

GLAVA 8
VAZDUŠNE MASE, FRONTOVI I CIKLONI

Uvod

Iz diskusije u prethodnoj glavi videli smo da su opšta cirkulacija i monsuni imali velike horizontalne dimenzije i dugačke vremenske razmere. Njihove osnovne karakteristike su; sezonska promena, makrorazmere, povezanost sa poljima/centrima visokog i niskog pritiska i stacionarnost. U ovoj glavi ćemo upoznati drugu grupu cirkulacija, različitu od prethodne u najmanje tri karakteristike; manjih su prostornih dimenzija, imaju kraći životni vek i odlikuju se značajnom pokretljivošću. To su vantropski i tropski (harikeni) cikloni. Ove cirkulacije često zovu "markeri vremena". One su vrlo značajne za vazduhoplovstvo. Mnoge opasne pojave, koje ćemo izučiti u Delu III ove knjige, nastaju u ovim cirkulacijama.

Kada kompletiramo znanja iz Glave 8, bićemo familijarni sa uzročnicima nastanka i nestanka vantropskih i tropskih ciklona. Naučićemo mnoge korisne stvari o njihovoj strukturi i vazduhoplovnom vremenu koga oni produkuju. Takođe, uvešćemo koncept modeliranja svakog od navedenih tipova ciklona, što će nam obezbediti neprocenjivu pomoć u interpretaciji meteoroloških osmatranja, analizi i prognozi vazduhoplovnog vremena.

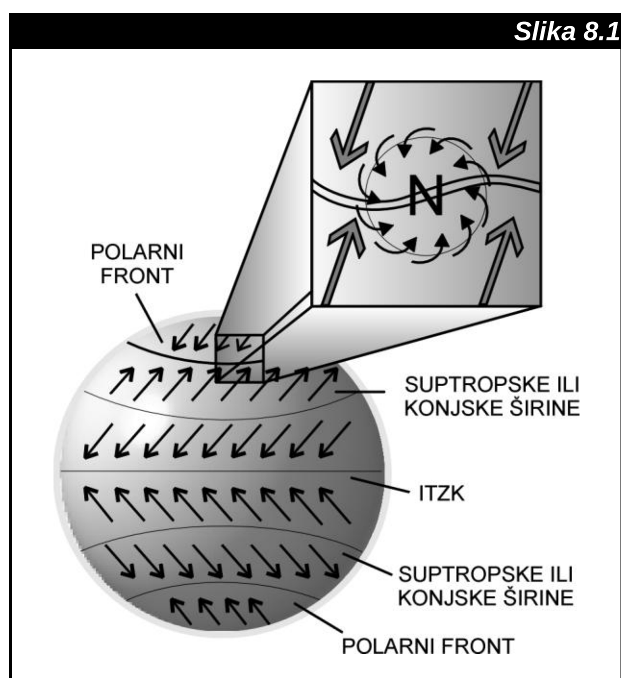


Odeljak A
VANTROPSKI CIKLONI

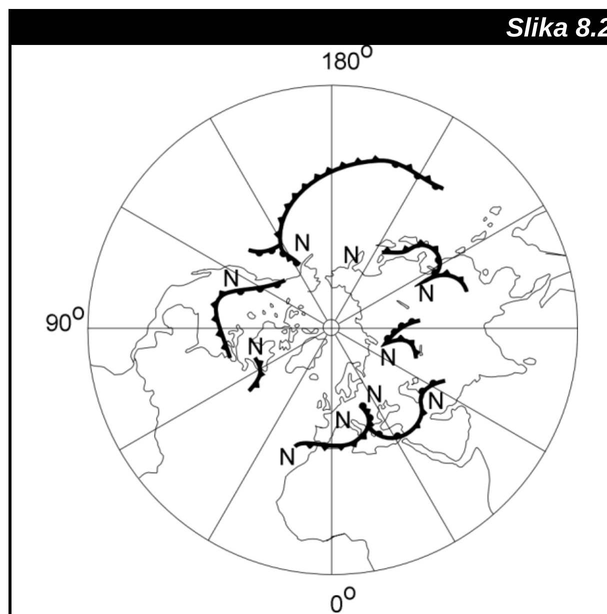
Vantropski cikloni su makrorazmerni poremećaji u polju pritiska nastali izvan tropskih predela. Pojavljuju se kao oblasti niskog pritiska dajući baričkom polju ciklonsku strukturu. Pošto se energija za nihovo stvaranje crpi iz temperaturne razlike koja postoji preko polarnog fronta, poznati su zbog toga i kao **frontalni cikloni** ili **frontalne depresije**. Oni se kreću od zapada ka istoku, kao makrorazmerni vrtlozi ugnežđeni u preovlađujuće zapadne vetrove. Kao što će se pokazati u kasnijim odeljcima, vantropski cikloni su distorzivni poremećaji u talasnoj strukturi polarnog fronta; zbog čega se za njih upotrebljavaju i nazivi **talasni cikloni** ili **frontalni talasi**.

Ponekad se vantropski cikloni jednostavno nazivaju **depresije** ili **nisko**. Zbog navedenog obilja termina za ovu vrstu cirkulacije, moramo biti veoma oprezni oko njihove dalje upotrebe, zato što ovi termini mogu biti i dvosmisleni kade se upotrebe van navedenog konteksta. Na primer, tropski cikloni bi zbog nekih karakteristika mogli isto da se nazivaju. Međutim, oni su različitih razmera, različite strukture, produkuju drugačije vreme i drugačije se ponašaju od vantropskih ciklona.

Frontalni cikloni imaju mnogo kraće vremenske razmere, nego opšta i monsunska cirkulacija. Oni se mnogo lakše identifikuju na meteorološkim kartama za dati dan i termin, nego na srednjim mesečnim ili sezonskim kartama. Slika 8.1 prikazuje razmerni odnos talasa na polarnom frontu i opšte cirkulacije. Za dati dan uvek postoji nekoliko frontalnih ciklona oko globusa u različitim stadijumima razvoja, kao što to prikazuje Slika 8.2.



Razvoj vantropskog cuklona blizu polarnog fronta. On ima značajno manje razmere od opšte cirkulacije.



Hemisferska karta prizemnog pritiska koja otkriva nekoliko vantropskih ciklona (N) u srednjim širinama.

MODEL POLARNOG FRONTA

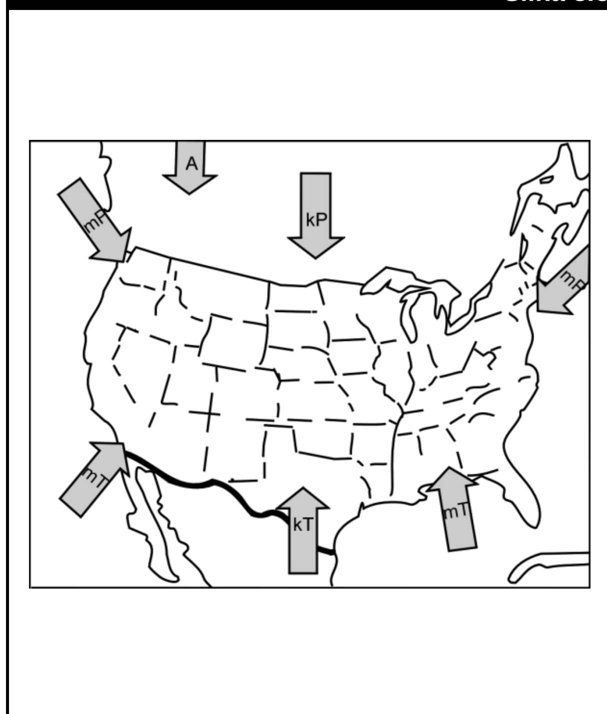
Važna karakteristika strukture i razvoja frontalnog ciklona povezana je sa prikazom **modela polarnog fronta**. Izvorni model polarnog fronta su postavili članovi tzv. bergenske (norveške) meteorološke škole u vreme Prvog svetskog rata. Od tada, on je bio razvijan i poboljšavan, kako kvalitetnijim osmatranjima, tako i boljim razumevanjem atmosferskih procesa.

Model polarnog fronta ima prizemnu i visinsku komponentu. Prizimna komponenta modela opisuje strukturu i ponašanje frontova i vazdušnih masa u nižoj atmosferi. Istovremeno, visinska komponenta modela mora da se posmatra udruženo sa razvojem dolina, grebena, tropopauze i mlazne struje, kako bi što bolje opisala strukturu i ponašanje više atmosfere.

VAZDUŠNE MASE

Vazdušna masa je velika količina vazduha koja ima približno uniformnu temperaturu, stabilnost i vlažnost. Tipične vazdušne mase su horizontalnih dimenzija od oko 2 000 km. Što se tiče vremenskih razmera, nije ništa neobično da nepromenjene osobine vazdušnih masa traju od nekoliko dana, pa do više od nedelju dana, nakon njihovog premeštanja od mesta nastanka.

Slika 8.3



Izvorišta vazdušnih masa u regionu Severne Amerike. Neke standardne skraćenice za vazdušne mase su: A – *artička,* kP - *kontinentalna polarna,* mP - *maritimna polarna,* kT - *kontinentalna tropska i* mT - *maritimno tropska.*

Vazdušne mase se razvijaju u ili blizu polupermanentnih polja visokog pritiska, gde je vetar slab a prizemni uslovi homogeni. Time se obezbeđuje da vazduh dobije karakteristike podloge. Izuzetno povoljne podloge za stvaranje vazdućnih masa obično su prekrivene

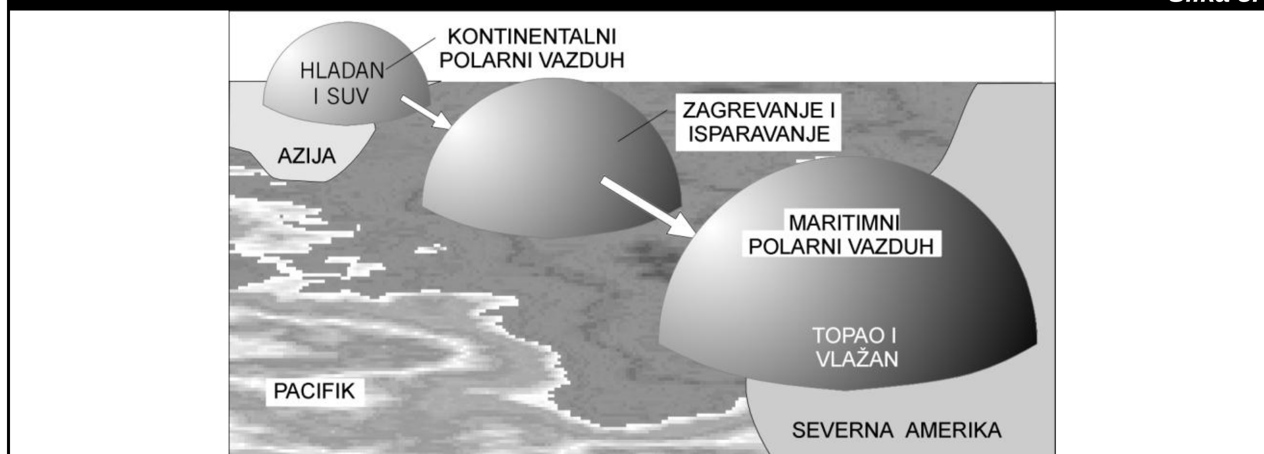
- snegom i/ili ledom u polarnim širinama,
- kamenom i/ili peskom iznad pustinja i
- toplom/hladnom vodom iznad suptropskih/polarnih okeana.

Oblasi u kojima nastaju vazdušne mase nazivaju se **izvorišta vazdušnih masa**. Generalno, izvorišta vazdušnih masa mogu biti iznad kopna; zbog čega se tako nastale mase nazivaju **kontinentalne vazdušne mase**, ili iznad mora; pa se tada zovu **morske (maritimne) vazdušne mase**. Iznad kopna se formiraju suvlje mase nazvane **suve vazdušne mase**, dok su iznad okeana bogatije vlagom, pa se zato nazivaju **vlažne vazdušne mase**. Na drugoj strani, izvorišta mogu postojati u polarnim predelima; kada se zbog toga formiraju **hladne bazdušne mase** ili u suptropskim regionima; gde se stvaraju **tople vazdušne mase**. Za ilustraciju prethodno navedenog prikazana je Slika 8.3.

Vazdušne mase modifikuju svoje osobine u toku dana. Sporo krećuća vazdušna masa je nestabilnija tokom obdanice, pošto se zagreva od podloge. Ona, tokom noći, zbog hlađenja, postaje stabilnija. To može imati značajnog uticaja na dnevne vremenske prilike. Na primer, tokom obdanice nestabilniji uslovi stvaraju konvekciju, oblake tipa Cumulus i dobru vidljivost, da bi tokom noći nastala magla i/ili sumaglica ili oblaci tipa Stratus i loša vidljivost.

Takođe, vazdušne mase modifikuju svoje osobine i kada se premeštaju iz svojih izvorišta. Ako se one pokreću brzo, modifikacije će biti male. Na primer, posmatrajmo situaciju u kojoj se brzo krećuća polarna vazdušna masa premešta kanadskim prerijama od severa ka jugu. Pri tome se ekstremna hladnoća širi na centralne ravnice Severne Amerike, zato što, zbog velike brzine premeštanja vazduha, nema dovoljno vremena da se njegova temperatura podesi na okolne uslove. Suprotno, kada se vazdušna masa kreće polako preko velikih rastojanja, ona pretrpi velike modifikacije. Na primer, vrlo hladna vazdušna masa stvorena na izvorištu prekrivenom snegom i ledom pretrpi modifikaciju, ako se kreće preko velikih vodenih površina, kao što je Pacifik, Slika 8.4.

Slika 8.4



Vazdušna masa može tokom kretanja biti toplija ili hladnija, suvlja ili vlažnija. Vidi se suv i hladan kontinentalni vazduh koji se kreće iz svog izvorišta u Aziji preko Pacifika. On se na tom putu zagreva i natapa vlagom od toplog okeana. Na kraju dospeva iznad Severne Amerike, kao topao maritimni vazduh.

FRONTOVI

Vazdušne mase pokazuju tendenciju da zadrže svoje identifikacione karakteristike za duži period, čak i kada su u kontaktu sa drugim vazdušnim masama. Pošto se dve raznorodne vazdušne mase ne mešaju rado, često postoji jasna granica između njih. Kao što znamo iz čitanja jedne od prethodnih glava (vidi Glavu 5, Odeljak A), ova granica se naziva **frontalna površina**, a ponekad samo **front**. Međutim, u nekoj literaturi o ovim pojavama može se naći i drugačija definicija. Tako, smatra se da je **front** mesto kontakta tla i frontalne površine. Sigurno je da je ova definicija preciznija. Ona razdvaja dve bitne stvari u okviru istog pojma. Međutim, korišćenje prve definicije neće izazivati zabunu, kada se ne izlazi iz konteksta atmosferskih dešavanja. Ako bismo želeli da budemo jako pedantni, možda bi trebalo u okviru ove druge definicije umesto jedne reči "front" koristiti dve reči "**frontalna linija**" po analogiji na "frontalnu površinu". Reči "površina" i "linija" imaju puni smisao samo, ako se kontakti vazdušnih masa međusobno, a i sa tlom, posmatraju iz velike daljine. Tada se ova kontaktna mesta vide kao "površina" i "linija". Inače, ako se nalazimo vrlo blizu mestu kontakta, ili ako smo u njemu, ono je uvek neka prelazna zona između jedne i druge vazdušne mase uz izmešane karakteristike obe.

Frontovi mogu biti hiljadama kilometera dugački, pošto uvek predstavljaju deo obima vazdušnih masa koje ih čine. Životni vek im je isti kao i vek vazdušnih masa. Kao što ćemo videti, oni se klasifikuju saglasno svom kretanju.

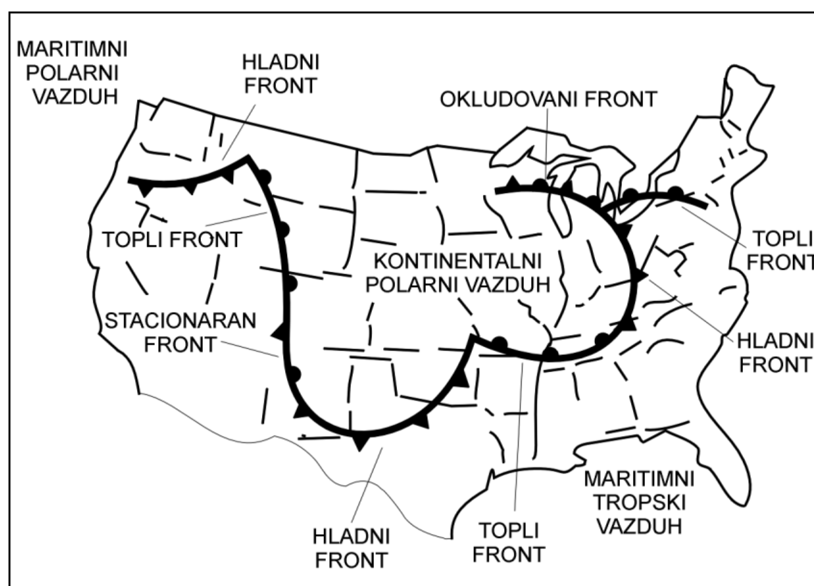
KLASIFIKACIJA FRONTOVA

Frontovima se određuje naziv saglasno smeru kretanja vazdušnih masa U vezi s tim možemo razlikovati sledeća četiri slučaja.

1. **Hladni front** nastupa (prodire) kada hladnija vazdušna masa potiskuje topliju vazdušnu masu.
2. **Topli front** nastupa (prodire) kada toplija vazdušna masa potiskuje hladniju vazdušnu masu.
3. **Stacionarni front** postoji kada je kretanje vazdušnih masa zanemarljivo.
4. **Okludovani front** ili **front okluzije** nastaje kada hladan front dostigne topli front.

Prilikom susreta vazdušnih masa, njihovo relativno kretanje dovodi do podizanja vazduha (frontalno dizanje). Kada je u podužućem vazduhu prisutno dovoljno vlage u okolini frontova često nastaju oblaci i padavine. Za operativne meteorološke svrhe, kako u postupku analize vremena, tako i za potrebe prognoze vremena, na kartama prizemnog pritiska frontovi se predstavljaju frontalnim linijama. Primeri frontova (flontalnih linija) i identifikacioni simboli za njihovo obeležavanje prikazani su na prizemnoj karti, Slika 8.5. Pilot mora biti familijaran sa prikazanom konvencijom obeležavanja frontova/frontalnih linija, kako bi mogao što tačnije da odredi moguće vazduhoplovne vremenske probleme.

Slika 8.5



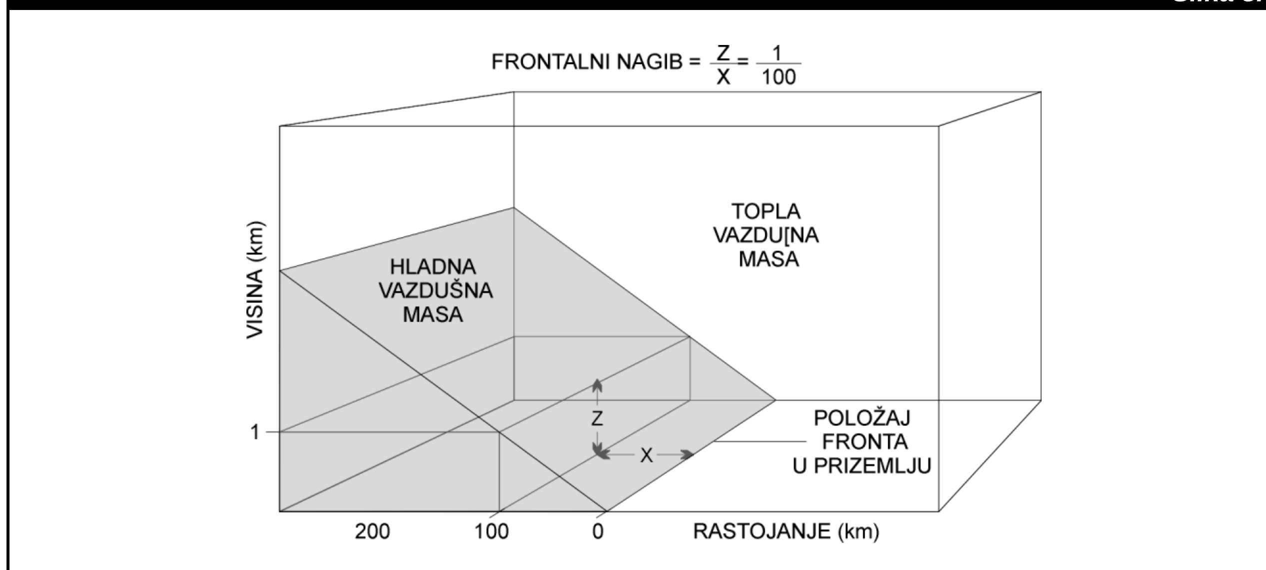
Tipična slika frontova (flontalnih linija) datih pomoću naziva i simbola, kao i položaj vazdušnih masa.

FRONTALNI NAGIB

Kada dve različite vazdušne mase dođu u kontakt, hladniji i gušći vazduh će se postavi u obliku klina ispod toplijeg i ređeg vazduha. Zbog toga je frontalna površina uvek nagnuta preko hladnog vazduha, Slika 8.6.

Neki brzo krećući, uglavnom hladni, frontovi mogu biti strmijeg nagiba od 1:50 u nižim slojevima atmosfere debljine 1 000 ft do 2 000 ft. Okludovani frontovi mogu imati nagibe, kako hladnih, tako i toplih frontova, zavisno od tipa okluzije, o čemu diskusija tek sledi.

Slika 8.6



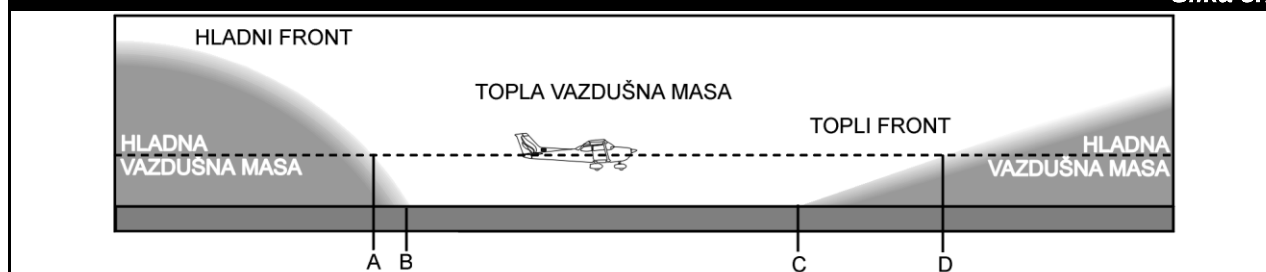
*Nacrtano je da hladna vazdušna masa u obliku klina leži ispod tople vazdušne mase. To važi za sve frontove nezavisno od njihove klasifikacije. Ako je na skici dat topli front, frontalna površina se kreće sdesna nalevo, dok ukoliko je prikazan hladan front, kretanje je sleva nadesno. Frontalni nagib je odnos visine (*Z*) frontalne površine i rastojanja (*X*) od položaja frontalne linije (položaj fronta u prizemlju).*
Nagib prikazanog fronta je 1:100*, pošto je* X = 100 km *i* Z = 1 km*, što se može smatrati tipičnim nagibom frontalne površine.*

Frontalni nagib je odnos/količnik visine vrha hladnog vazduha u nekoj tački prizemlja i horizontalnog rastojanja te tačke od položaja frontalne linije. Za tipične makrorazmerne frontove, frontalni nagib je obično u odnosu od 1:50 do 1:500. Dobro razumevanje problema nagiba je važno, zato što glavne promene u pritisku, vetru, temperaturi i ostalim vremenskim fenomenima zavise dobrim delom i od veličine nagiba.

Pokazalo se da hladni frontovi imaju frontalni nagib od 1:50 do 1:100, što je strmije od 1:200 koliko iznose tipični frontalni nagibi toplih i stacionarnih frontova, Slika 8.7.

Mada frontalne površine imaju jasnu trodimenzionalnu strukturu, one se obično ne identifikuju na visinskim kartama pritiska, već se to radi samo na prizemnim kartama. Zbog toga, ako će pilot da leti kroz front, mora da bude svestan da su nagib fronta i visina frontalne površine na visini leta različite od položaja na tlu. Zato pilot uvek treba da se podseti jednostavnog pravila: *položaj frontalne površine na visini je uvek više nagnut ka hladnoj vazdušnoj masi od položaja u prizemlju, bez obzira na vrstu fronta.*

Slika 8.7



*Poprečni presek kroz topli i hladni front. Radi bolje ilustracije na skici su upotrebljeni veći nagibi nego što su u stvarnosti. Oba fronta se kreću sleva nadesno. Nagib toplog fronta je postepeniji (ravniji), nego nagib (zaobljen) hladnog fronta. Isprekidana linija pokazuje visinu vazduhoplova u letu kroz oba fronta. Obeležene su tačke preseka visine letenja i frontalnih površina (*A i D*), i položaji frontalnih linija (*B i C*).*

FRONTALNA ZONA

Sledeći važan koncept za razumevanje frontova je najavljen na početku diskusije o njima. Rečeno je da između dve vazdušne mase postoji prelazna zona (**frontalna zona**). Ona ima izmešane karakteristike obe mase. U odnosu na dimenzije fronta i vazdušnih masa frontalna zona je vrlo tanak sloj smešten između

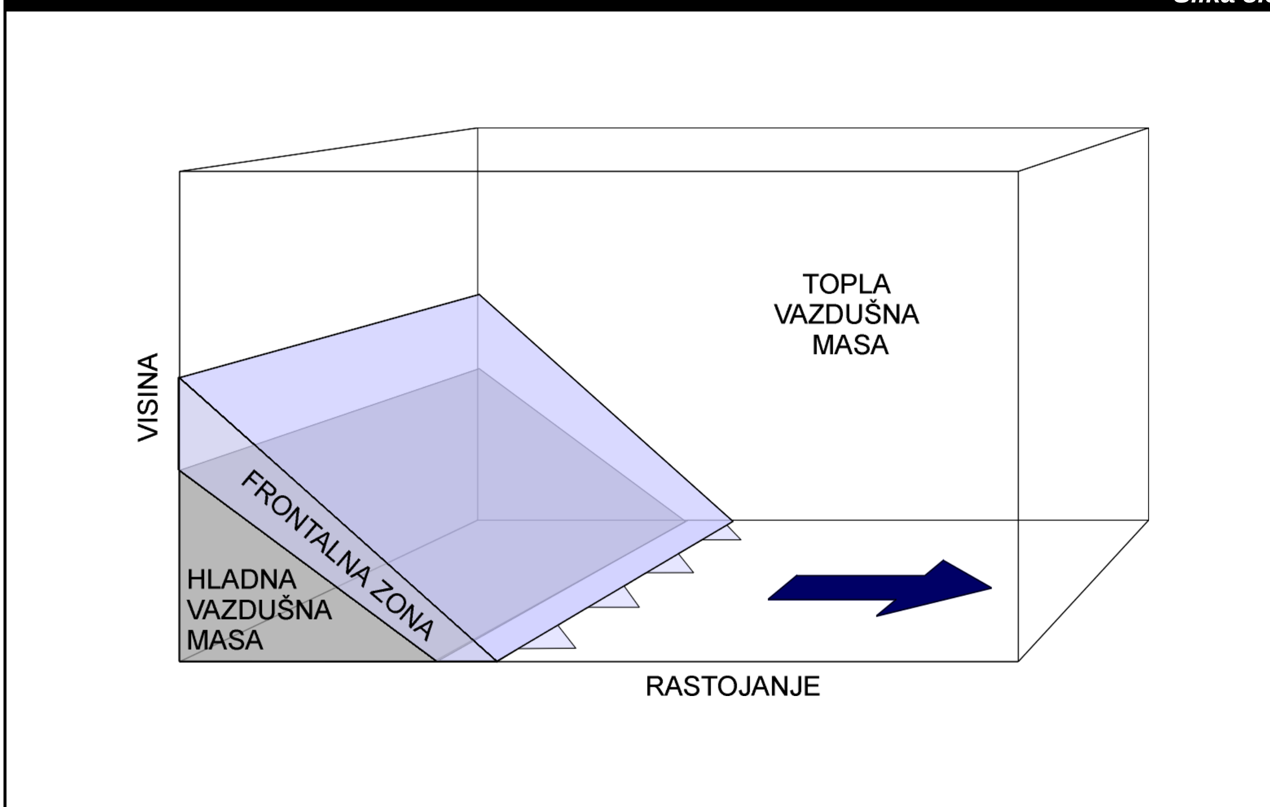
- **tople granice fronta,** prema toploj vazdušnoj masi i
- **hladne granice fronta,** prema hladnoj vazdušnoj masi.

Preko ove zone se vrši vrlo snažna razmena fizičkih karakteristika obe vazdušne mase. Širina frontalne zone se može različito prostirati; od 1 km i manje do više od 200 km. Frontalna zona se obično postepeno sužava smanjenjem visine, Slika 8.8.

VANTROPSKI CIKLONI, STRUKTURA I RAZVOJ

Vantropski cikloni nisu akcidentni poremećaji u atmosferi. Oni se razvijaju s razlogom. Kao što smo rekli u ranijim glavama, na Ekvatoru postoji višak primljene solarne energije, dok na polovima postoji manjak solarne energije. Stvoreni gradijent temperature uzrokuje različita postavljanja polarnog fronta. Ako gradijent temperature postane prekomeran duž polarnog fronta, pojaviće se poremećaj na polarnom frontu da bi se smanjio gradijent. Tada je taj poremećej vantropski ciklon. U sledećim opisima njegove strukture i razvoja, trebalo bi da postane jasnije, kako ovi frontalni talasi izvršavaju važan zadatak mešanja toplog vazduha prema polovima i hladnog vazduha prema Ekvatoru, smanjujući time gradijent temperature.

Slika 8.8



Kosi pogled kroz hladni front prikazuje frontalnu zonu nagnutu ka hladnoj strani frontalne površine.

Na konvencionalnim kartama prizemnog pritiska, pojedinačne linije (frontalne linije) kojima se predstavljaju frontovi obično prikazuju liniju preseka tla i tople granice frontalne zone (prednja linija frontalne zone kod hladnih frontova i zadnja linija frontalne zone kod toplih frontova). U frontalnoj zoni su obično locirana jaka smicanja vetra i turbulencija. Zato, pilot uvek mora dobro da zna da odredi svoju poziciju u odnosu na karte prizemnog pritiska. Takođe, pilot uvek treba da ima na umu jednostavno pravilo: *frontalna zona je uvek locirana na hladnoj strani od položaja fronta u prizemlju, bez obzira na vrstu fronta.*

Sa gledišta vazduhoplovstva, frontalni cikloni mogu proizvoditi skoro sve opasne vremenske pojave, rangirane od turbulencije vedrog vremena, do zaleđivanja i smicanja vetra. Usvajanjem informacija o strukturi frontalnih ciklona, njihovoj povezanosti sa frontovima i uz dobro planiranjem leta, tek ćemo steći nužna znanja kako da ih zaobilazimo, što je sigurno i najefikasniji metod zaštite.

KLIMATOLOGIJA

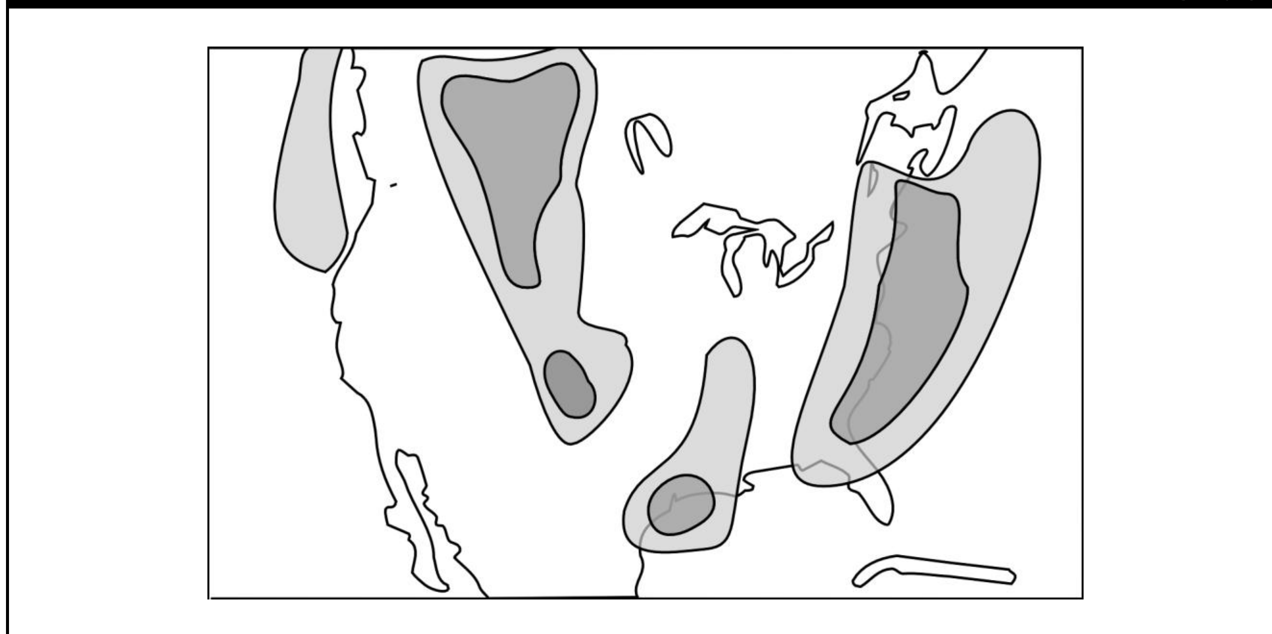
Poremećaji na polarnom frontu, od kojih nastaju frontalni cikloni, nisu ravnomerno raspoređeni duž polarnog fronta, niti tokom godine. U nekim sezonama, neke oblasti na globusu imaju bolje uslove za razvoj ciklona, nego neke druge oblasti u drugim sezonama. Na primer, zimi se pojavljuju jaki gradijenti temperature duž obalnih linija između hladnih kontinenata i toplih okeana. Takva mesta su u Severnoj Americi obale Meksičkog zaliva i duž Istočne (atlantske) obale, Slika 8.9.

Vertikalno kretanje pomognuto od velikih planinskih lanaca i latentna toplota ispuštena usled kondenzacije mogu pojačati razvoj ciklona (**ciklogeneza**). Ova dva procesa se često udružuju i proizvode frontalne ciklone na istočnim padinama Stenovitih planina, Slika 8.9.

Drugi slučaj znatnog uticaj planinskih masiva na čest razvoj ciklona vrlo je izrazit u oblasti Apla i zapadnog dela Sredozemnog mora, tačnije u Đenovskom zalivu i Jadranskom moru, Slika 8.10.

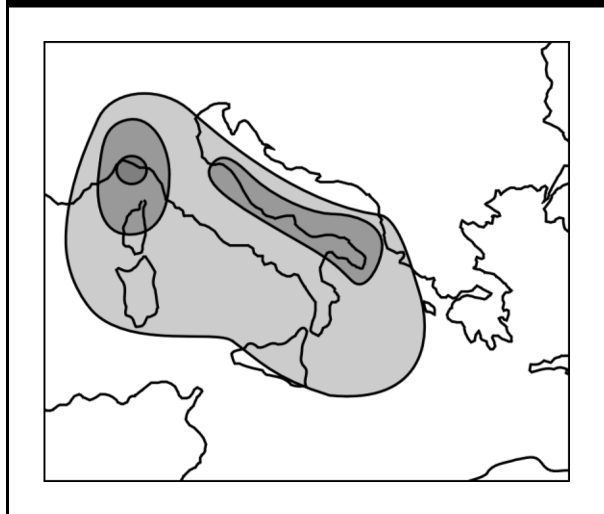
U prikazanoj oblasti pri advekciji hladnog vazduha preko i oko Alpa u bazen Sredozemnog mora tokom hladnijih sezona, dolazi do stvaranja prekomernog temperaturnog gradijenta duž veoma izraženog i vrlo nepravilno postavljenog hladnog fronta, uspostavljenog između hladnog kontinentalnog i toplog sredozemnog vazduha. Na ovaj način se stvaraju vrlo pogodni uslovi za ciklogenezu tzv. **Đenovskog ciklona**. U numeričkim/kompjuterskim simulacijama procesa ciklogeneze bez prisustva orografije u velikom broju slučajeva nije dolazilo do stvaranja ciklona. Na osnovu ovoga može se tvrditi da u stvaranju vantropskih ciklona, pored meteoroloških faktora, veliku ulogu ima i geografija regiona.

Slika 8.9



Učestalost razvoja ciklona iznad Severne Amerike. Oblasti velike učestalosti su posebno obeležene, tim tamnijom bojom, što je učestalost veća.

Slika 8.10



Učestalost razvoja ciklona u zapadnom delu Sredozemnog mora. Oblasti velike učestalosti su posebno obeležene, tim tamnijom bojom, što je učestalost veća.

Na Severnoj polulopti postoje i druga mesta gde se češće javljaju cikloni. To je naročito često u hladnoj polovini godine. U oblastima između Islanda i Grenlanda se stvara poznati **Islandski ciklon**, **Njufaundlendski ciklon** nastaje između Grenlanda i Njufaundlenda, a **Aleutski ciklon** se stvara u oblasti između kopnenih masa Azije i Amerike.

PRIZEMNA STRUKTURA I RAZVOJ

Razvoj frontalnog ciklona u prizemlju (**prizemni ciklon**) lepo može da se prati kroz njegov jasno određen životni vek. On se može podeliti u nekoliko karakterističnih stadijuma razvoja.

TALASNI STADIJUM

Prvobitni položaj stacionarnog fronta i talasni stadijum ciklona prikazani su na Slici 8.11 na tri skice. Pre razvoja, stacionarni front je prisutan u nekoj oblasti, kao što to pokazuje skica 0. Frontalnu oblast karakteriše promena pravca vetra (smicanje vetra) od toplije ka hladnijoj strani i/ili obrnuto.

Razvoj ciklona počinje padom pritiska u nekoj tački u izvorištu stacionarnog fronta. Istovremeno se uspostavlja cirkulacija u smeru obrnutom od smera kretanja kazaljke na satu (Severna hemisfera). U tački pada pritiska nastaje talas na frontu. On se prostire duž fronta u smeru strujanja na visini. Ako ovom talasu tokom vremena amplituda nastavlja da raste (postaje nestabilan), što će se skoro uvek dogoditi kada je talasna dužina poremećaja velika (npr. preko 1 000 km), onda postoje osnovi uslovi da se mali poremećaj na frontu pretvori u nestabilan talas. U oblasti pada pritiska nastaje **ciklon u početnom stadijumu**. Ovaj stadijum se vrlo često naziva i **talasni stadijum ciklona**, skica 1. Treba znati da svaki talas stvoren na frontu neće obavezno biti budući ciklon. Svi kratki talasi malih amplituda u stabilnim opštim uslovima obavezno posle izvesnog vremena iščeznu sa fronta, a da se prethodno ne pretvore u ciklon.

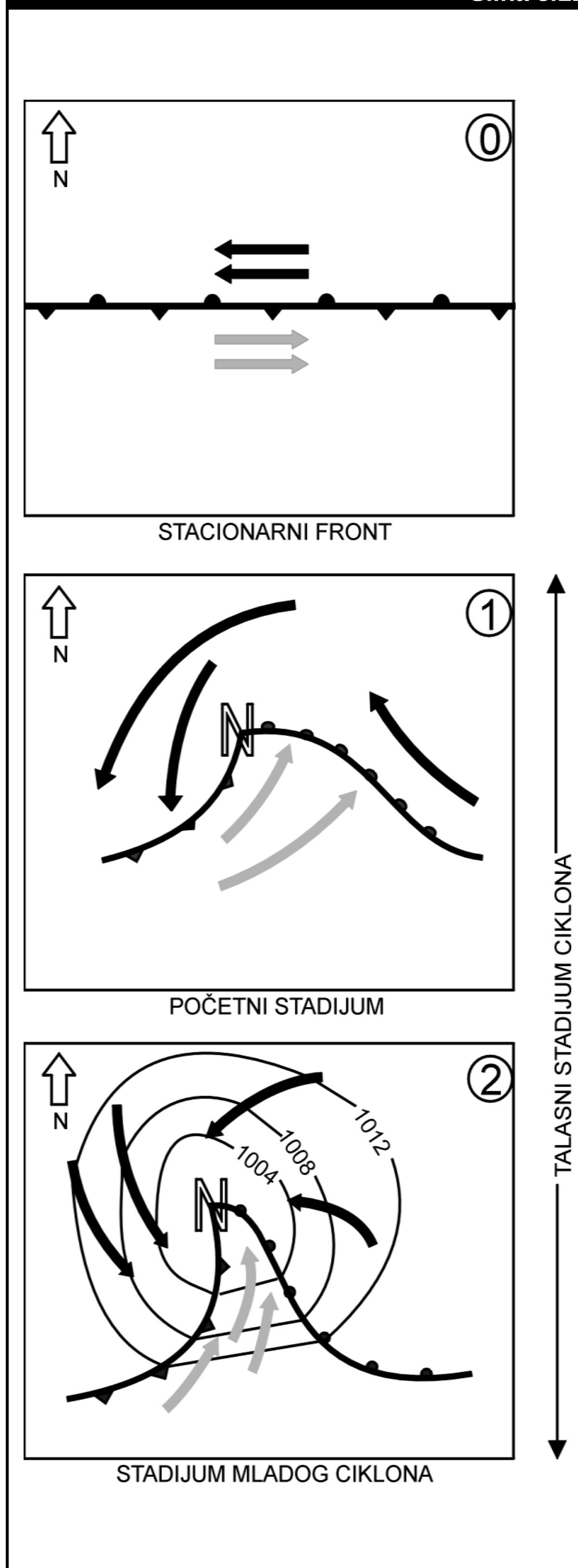
U prednjem delu talasa, kao što je to šematski prikazano na skici 2, topli vazduh se kreće iznad hladnog u smeru severoistoka, brzinom od 15 kt do 25 kt. Taj deo fronta dobija osobine toplog fronta. Ispred njega postoji izraziti pad pritiska, zbog sve veće zamene hladnog vazduha toplim. Na zadnjem delu talasa hladan vazduh se premešta prema jugoistoku u vidu klina, pa je taj deo fronta dobio osobine hladnog fronta. Pritisak iza hladnog fronta raste, zbog povećanja mase hladnog vazduha u vertikalnom stubu. Trouglasta oblast toplog vazduha naziva se **topli sektor**. Za talasni poremećaj se kaže da je u **stadijumu mladog ciklona**. Pored ovog naziva, često se može čuti i naziv **talasni stadijum ciklona**, pošto je još uvek dominantna talasna struktura na stacionarnom frontu.

Sada, početno smicanje vetra dobija nove karakteristike. U toplom sektoru upravo ispred hladnog fronta vetar od južnog ili jugozapadnog prelazi na severozapadni pravac u hladnom vazdihu iza hladnog fronta. Takođe, vetar i preko toplog fronta menja pravac, od jugoistoka u hladnom vazduhu, ka jugozapadu u toplom vazduhu.

U ovom idealizovanom modelu, kao što je to najčešće i u stvarnosti, krajevi oba fronta ostaju u udubljenju centra polja niskog pritiska. Ovakva vrlo prepoznatljiva struktura mladog ciklona i njegove prethodno date osobine mogu obezbediti uspešnu indikaciju prilaska i prolaska fronta. Ova indikacija se može saopštiti kroz dva pravila

1. Ako front prilazi nekoj lokaciji, pritisak pada. Kada je front prošao, pritisak raste. Ovo se mnogo bolje opaža kod hladnog, nego kod toplog fronta.
2. Oštra/jaka promena gradijenta pritiska preko fronta odgovara isto tako oštroj promeni vetra (npr. ciklonsko smicanja vetra).

Slika 8.11



Hronološki razvoj frontalnog ciklona kroz talasni stadijum tokom prvih 12 sati života u tri skice. Strelice pokazuju strujanje vazduha oko ciklona, a vrednosti pritiska su prikazane izobarama na skici 2.

SMICANJE VETRA

U okviru ovog odeljka više puta je upotrebljen termin smicanje vetra. Poslednji put je to urađeno u situaciji posle koje je neophodno dati neke informacije o ovoj pojavi, dok će ostatak informacija biti saopšten u Delu III.

Smicanje vetra je promena brzine i/ili pravca vetra preko nekog rastojanja. Smicanje može biti vertikalno i horizontalno ili obostrano. Velike promene u vetru preko kratkih rastojanja odgovaraju jakom smicanju. Smicanje vetra je udruženo sa brojnim atmosferskim poremećajima. Jača smicanja vetra se javljaju kako u mezorazmernim, tako i u mikrorazmernim cirkulacijama, kao što je mikroizliv, (vidi Glavu 11, Odeljak B).

Kada raspravljamo o poremećajima većih razmera, kao što su cikloni ili frontovi, često specificiramo smicanje vetra kao ciklonsko ili anticiklonsko. **Ciklonsko smicanje vetra** znači promenu vetra do koje dolazi prilikom radijalnog, ili približno takvog, prolaska (npr. letenja) kroz oblast niskog pritiska. **Anticiklonsko smicanje vetra** je promena vetra koja se događa kada se radijalno, ili približno tako, prolazi kroz oblast visokog pritiska.

Zato što frontalna zona ima jasan nagib, smicanja vetra su tokom letenja kroz front iskušena istovremeno horizontalno i vertikalno. Vertikalno smicanje vetra je u hladnom fronti često vidljivo sa tla. Upravo posle prolaska hladnog fronta, niski oblaci u hladnom vazduhu kreću se od severozapada, istovremeno srednji i visoki oblaci kreću se od jugozapada.

OKLUDOVANI I DISIPATIVNI STADIJUM

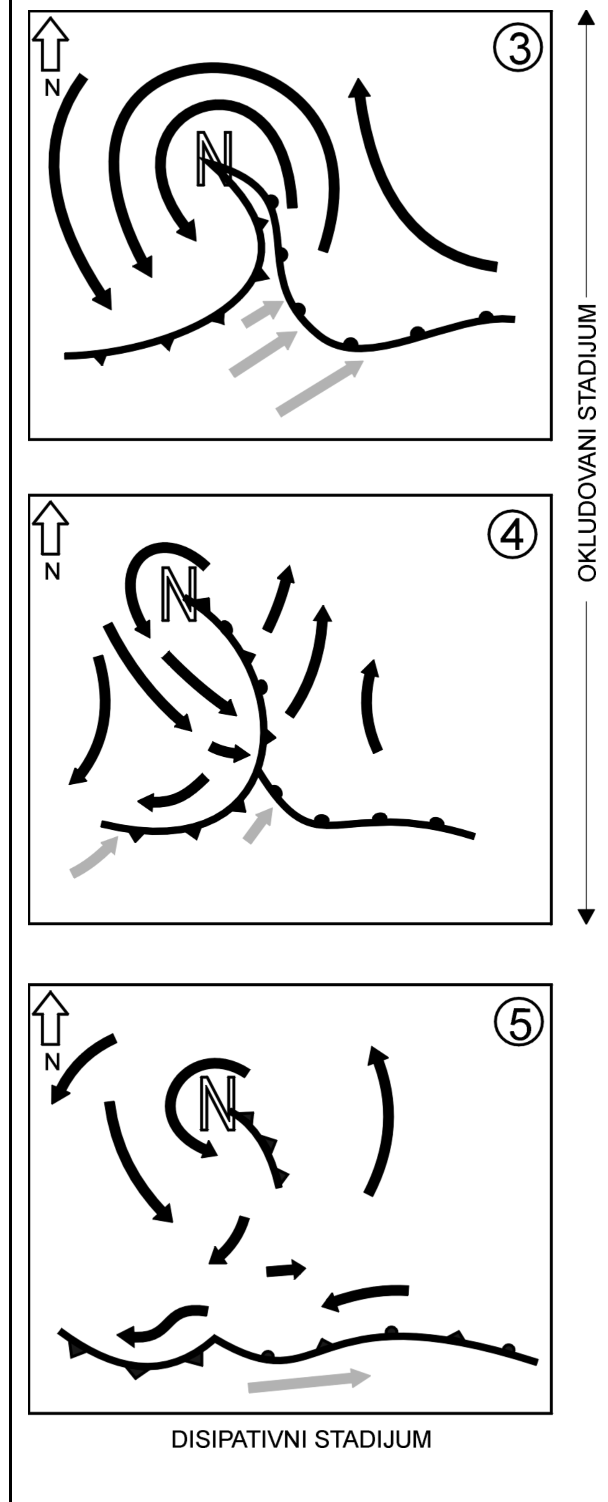
Nastavljamo opis osobina upravo formiranog ciklona. U napredovanju ciklona prema istoku, pritisak u centru ciklona nastavlja da pada. Taj proces se naziva **produbljavanje ciklona**. Oko ciklona se vetar povećava kao odgovor na sve veći gradijent pritiska.

Nakon oko 12 sati od početnog pojavljivanja frontalnog poremećaja, hladna vazdušna masa iz zadnjeg dela (na "repu") ciklona (hladni front) postepeno, počevši od centra niskog pritiska, pa sve više ka periferiji, sustiže hladnu vazdušnu masu u prednjem delu ciklona (topli front). Istovremeno, vazduh se iz toplog sektora gura nagore. Opisana pojava je poznat pod nazivom **okluzija**, a za ciklon se kaže da je u **okludovanom stadijumu**. Ovaj stadijum je grafički prikazan na prve dve skice na Slici 8.12.

Kao što je istaknuto prilikom klasifikacije frontova, opisana frontalna struktura i idealizovano prikazana na skici 4, naziva se okludovani front. U ovom stadijumu u centru ciklona pritisak opadne ispod 1 000 hPa, a nepogode dostižu najveći intenzitet oko 12 sati posle okluzije.

U nastavku trajanja ciklona pritisak u njegovom centru počinje da raste, a ciklon počinje da slabi. Taj proces se naziva **popunjavanje ciklona**. Tada je ciklon u **disipativnom stadijumu**. Ovaj stadijum je grafički prikazan na skici 5. Slabljenje ciklona počinje najranije 24 do 36 sati posle formiranja početnog poremećaja, a najkasnije posle nekoliko dana. Slabljenje je razumljivo ako se pozovemo na zakon o održanju energije. Setimo se, energija potiče od gradijenta temperature postavljenog preko fronta. U procesu okluzije gradijent nestane, a ciklon, sada lociran unutar hladnog vazduha, umire zbog nestanka izvora energije.

Slika 8.12



Hronološki razvoj ciklona kroz okludovani i disipativni stadijum. Skice 3 *i* 4 *prikazuju okludovani stadijum (*12 *do* 24 *sata od početka razvoja) u kome ciklon dostiže najveći intenzitet. Skica* 5 *pokazuje stanje disipacije ciklona nekoliko dana nakon njegovog najvećeg intenziteta. Frontovi u okolini okluzije takođe slabe.*

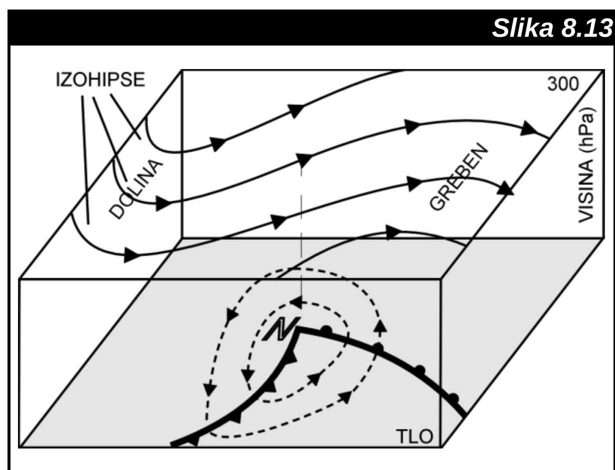
VISINSKA STRUKTURA I PONAŠANJE

Prvi put smo visinsku dolinu i greben sreli u Glavi 3, kao zajedničku osobinu strukture polja pritiska. U Glavi 7, vrlo dugačke doline bile su identifikovane kao važna kakarteristika zimske globalne cirkulacije preko istočnih obala Azije i Severne Amerike.

Visinske doline koje odgovaraju razvoju frontalnih ciklona su manjih razmera. One su delovi talasa čije su talasne dužine između 2 000 km i 6 000 km. Ove, tzv. **kratke talasne doline** (**visinske doline**), kreću se ka istoku brzinom od oko 1 000 km na dan, što je brže od kretanja dugačkih talasa, odnosno njihovih dolina.

Razvoj vantropskih ciklona često počne na visini, pre nego u prizemlju. Kada je prizemni razvoj počeo, osa visinske doline mora biti uz vetar ili zapadnije od prizemnog ciklona, kao što je u idealizovanom slučaju prikazano na Slici 8.13.

Slika 8.13



*Skica razvoja ciklona na prizemnoj i visinskoj (*300 hPa*) karti pritiska. Strelice dodate na izobarama i izohipsama prikazuju pravac vetra.*

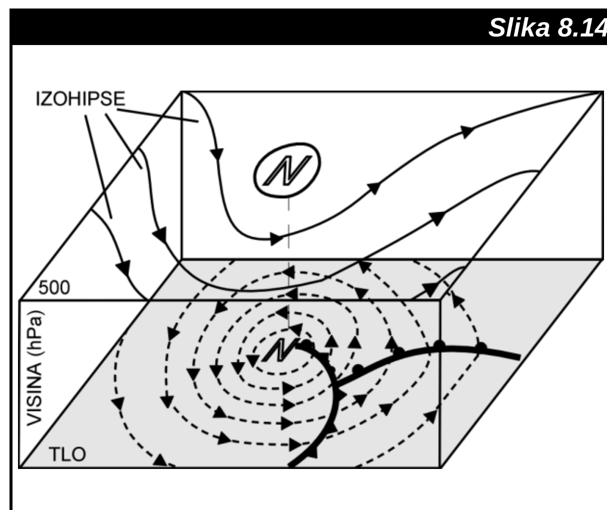
Zapadniji položaj kratke talasne doline obezdeđuje masi vazduha da se premešta iznad ciklona jakim vetrom ispred doline. To proizvodi pad pritiska u prizemlju i produbljuje prizemni ciklon. U vezi s prethodnim treba znati dva važna pravila.

1. Postoje dobri izgledi za razvoj frontalnog ciklona kada se kratka talasna dolina kreće unutar rastojanja od 500 km od stacionarnog fronta u prizemlju.
2. Na istočnoj strani visinske doline vazduhoplovno vreme je uvek loše.

Jednom započet razvoj prizemnog ciklona, razvija i ciklon na visini (**visinski ciklon**). Ovi poremećaji se često prostiru od prizemlja pa do tropopauze.

Visinska dolina i prizemni ciklon se produbljuju tokom talasnog stadijuma ciklona. Oko vremena okluzije na visini dolazi do zatvaranja ciklonske cirkulacije pojavom bar jedne zatvorene izohipse, što se smatra trenutkom nastanka visinskog ciklona. Obično se prva zatvorena izohipsa pojavi na oko 700 hPa (oko 10 000 ft od MSL) ili niže. Često se zatvorene izohipse mogu naći i na 500 hPa (oko 18 000 ft od MSL) ili iznad. U vreme okluzije, ili neposredno posle toga, visinski ciklon postaje centriran preko prizemnog ciklona, Slika 8.14.

Slika 8.14

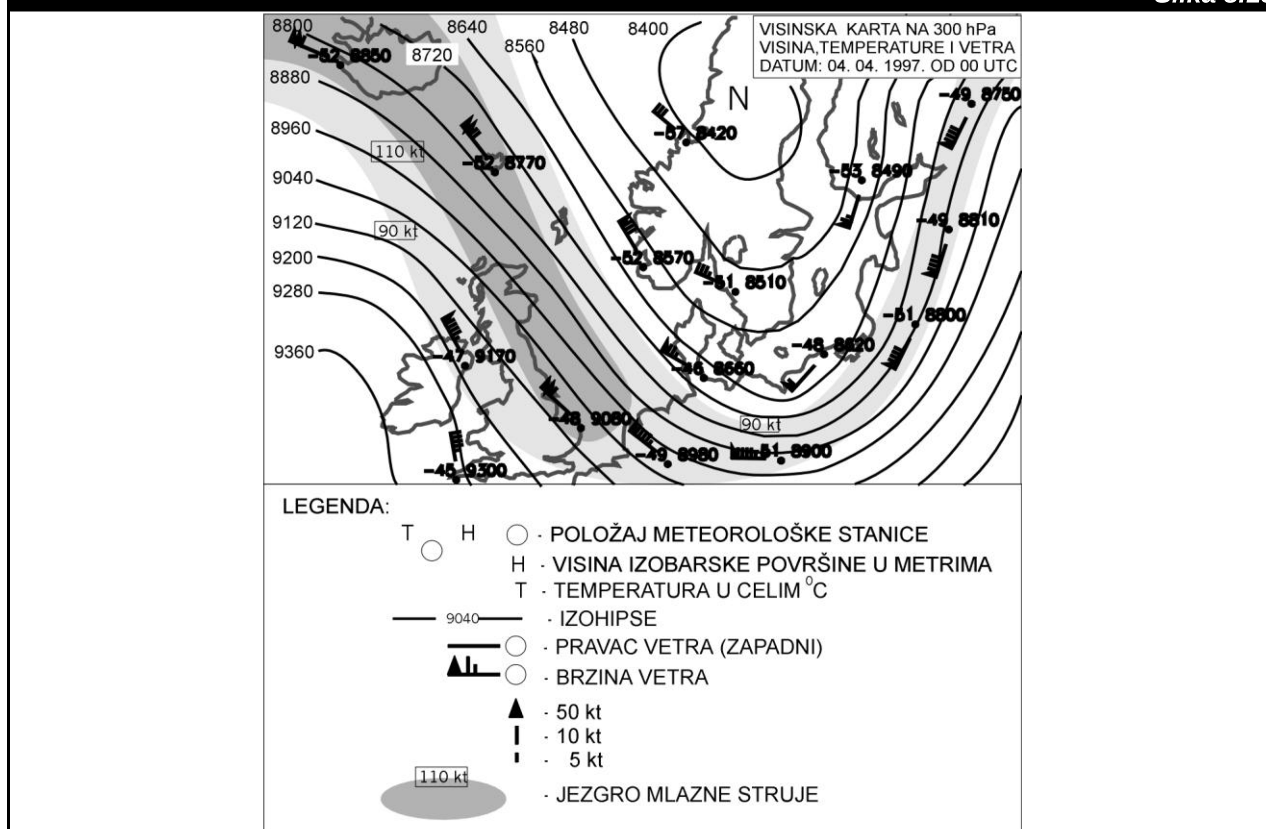


Skica razvoja ciklona u okludovanom sadijumu i visinskog ciklona na 500 hPa*. Uporedi sa Slikom 8.13.*

U disipativnom stadijumu frontalni ciklon po svom obliku liči na neku vrstu "kaplje" hladnog vazduha u atmosferi. Tom prilikom dolazi do porasta pritiska u celoj oblasti, zbog podizanja hladnog vazduha na sve veću visinu.

Mereno snagom vetra, razvoj vantropskog ciklona je jači na visini nego u prizemlju. O tome svedoči velika brzina vetra u mlaznoj struji blizu tropopauze. Mlazna struja polarnog fronta je na ivici hladnijeg vazduha. Ona se nalazi podudarno frontu na hladnoj strani, odnosno, na levoj strani od vetra posmatrano niz vetar. Kada se neki vantropski ciklon razvije do nivoa mlazne struje, jedan njen segment, oko visinske doline, se pojačava razvojem doline. Taj segment mlazne struje, oličen u jakom vetru, naziva se **jezgro mlazne struje**. U ranom stadijumu razvija ciklona jezgro mlazne struje može biti jasno primećeno na nivou visinske doline, Slika 8.15.

Slika 8.15



Jezgro mlazne struje se odnosi na segment visinske doline gde je vetar jači, nego bilo gde uz vetar ili niz vetar od ovog segmenta. Jezgro mlazne struje leži na dobro definisanom prekidu tropopauze. Tropopauza je značajno niža u dolini preko hladnijeg troposferskog vazduha, nego što je to u toplom vazduhu.

OBLAČNOST I VREMENSKI UZORAK

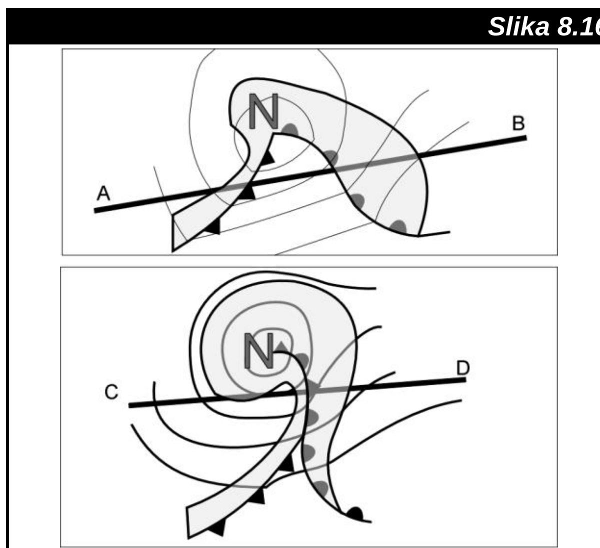
U vlažnim oblastima oko frontalnog ciklona stvaraju se široki slojevi oblaka i mnoštvo padavina, kako usled frontalnog dizanja duž frontalnih linija, tako i usled konvergencije strujanja vetra oko ciklona (vidi Sliku 5.3). Takođe, oblačnost može biti stvorena i u dovoljno vlažnoj vazdušnoj masi. Ovome doprinose i procesi kontaktnog hlađenja u stabilnom vazduhu (topla vazdušna masa) ili prizemnog zagrevanja i konvekcije u nestabilnom vazduhu (hladna vazdušna masa).

FRONTALNA OBLAČNOST I VAZDUHOPLOVNO VREME

U nižim slojevima oblačnost i važne vremenske pojave imaju tendenciju da se koncentrišu oko centra ciklona, blizu frontova i u dolini. Za prikaz ciklonske oblačnosti i padavina u blizini frontova, poslužiće idealizovana prikaz na Slici 8.16.

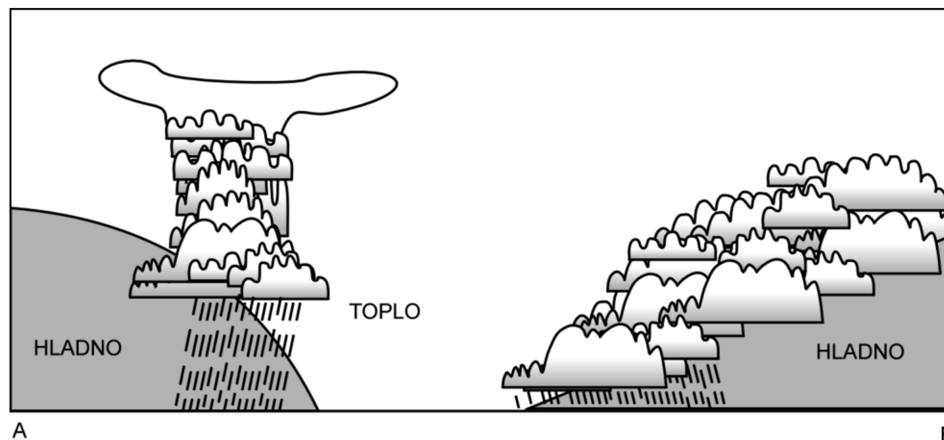
Oblačnost i vreme uzrokovani frontalnim dizanjem, pored toga što zavise od stadijuma razvoja ciklona, mnogo zavise i od vrste fronta. Saglasno vrsti fronta razlikujemo sledeće idealizovane opise vazduhoplovnog vremena.

Slika 8.16



Tamnije zonu su oblasti raspodele oblačnosti i padavina u i oko razvijajućeg vantropskog ciklona u početnom (gore) i okludovanom (dole) stadijumu. Oblaci tipa Currus mlazne struje i oblačnost vazdušnih masa nisu prikazani.

Slika 8.17



Idealizovan poprečni presek prikazuje oblačnosti hladnog (levo) i toplog(desno) fronta i neke elemente vazduhoplovnog vremena u okolini ciklona u talasnom/početnom stadijumu preko linije A-B *na Slici 8.16.*

1. Poprečni presek hladnog fronta, pridruženi oblaci i zona padavina prikazani su na levoj strani Slike 8.17. Hladan vazduh se kreće sleva nadesno i podiže topao vazduh preko relativno strmog hladnog fronta. To dovodi do duboke konvekcije i stvaranja relativno uske linije oblaka tipa Cumulus i Cumulonimbus uz pridružene aktivnosti. Hladan krećući vazduh iza hladnog fronta, ako prelazi preko tople podloge može postati nestabilan. U tom slučaju je vidljivost uglavnom dobra, izuzev tamo gde se zbog velike nestabilnost pojavljuju pljuskovi. Konvektivna oblačnost u hladnom vazduhu je često vidljiva na satelitskim snimcima okeanskih oblasti, gde postoji obilje vlage. Međutim, ako se u hladnom vazduhu smesti greben ili centar anticiklona, nispono kretanje postaje dominantno, tako da se kao preovlađujuće vazduhoplovno vreme pojavljuje slaba oblačnost bez padavina.
2. Poprečni presek toplog fronta, pridruženi oblaci i padavine prikazani su na desnoj strani Slike 8.17. Topao vazduh iznad toplog fronta se kreće preko povlačećeg hladnog vazduha. Sada, topao front produkuje široke i duboke slojeve oblaka tipa Nimbostratus, Altostratus i Cirrostratus iz kojih se stvaraju neprekidne padavine. Takođe, u stabilnom hladnom vazduhu ispod frontalne površine mogu da se jave oblaci tipa Stratus, magla i/ili sumaglica, kao i mala vidljivost. Ona je uzrokovana, kako niskom oblačnošću, tako i padavinama.

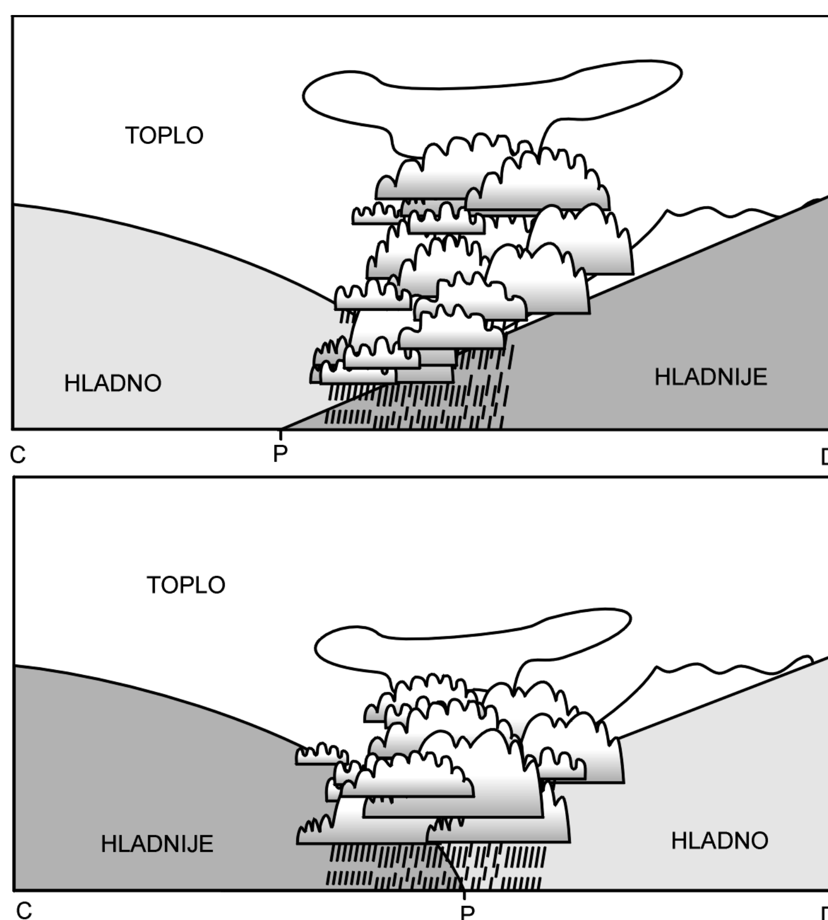
Pristup toplom frontu od strane hladnog vazduha, pilot može da uoči po pojavi

- jugoistočnog vetra,
- padu pritiska i
- postepenom povećavanju oblačnosti.

Promena oblačnosti i pripadajuće pojave predstavljaju vizuelno najbolje pokazatelje toplog fronta. Zato oni zaslužuju da budu posebno opisani. Približavajući se frontu srećemo redom, oblake tipa Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus, Stratus, maglu i/ili sumaglicu. Istovremeno ili potom, slede susreti sa lošom vidljivošću i neprekidnim padavinama. Opisana oblačnost se može modifikovati kada je topao i vlažan vazduh nestabilan. To stvara oblast konvekcije i oblake vertikalnog razvoja tipa Cumulus i Cumulonimbus. Ovo je jako važno, jer se pored grmljavinskih nepogoda javljaju i druge opasne vremenske pojave sakrivene u masi slojastih oblaka.

3. Setimo se, kada hladan front dostigne topao front nastaje u procesu okluzije front okluzije. Njegov poprečni presek je prikazan na Slici 8.18. Front okluzije ima kombinovanu oblačnost hladnog i toplog fronta, zavisno od vrste okluzije. Tako, razlikujemo dva osnovna slučaja okluzije.
   - **Topli front okluzije** se događa kada je temperatura hladnog vazduha iza hladnog fronta viša od temperature hladnog vazduha ispred toplog fronta. To dovodi da se hladan vazduh iza hladnog front penje po frontalnoj površini toplog fronta. Takav slučaj je prikazan na gornjem panelu Slike 8.18.
   - **Hladni front okluzije** se događa kada je temperatura hladnog vazduha iza hladnog fronta niža od temperature hladnog vazduha ispred toplog fronta. Zbog toga se hladan vazduh iza hladnog front podvlači ispod frontalne površine toplog fronta. Takav slučaj je prikazan na donjem panelu Slike 8.18.
   - U oba slučaja postoje grmljavinske nepogode sakrivene u oblacima. U grmljavinskim nepogodama postoje razne opasne vremenske pojave, naročito tokom letnjeg perioda.

Slika 8.18



Idealizovani poprečni preseci prikazuju oblačnost i neke elemente vazduhoplovnog vreme u okolini fronta okluzije. U oba slučaja frontovi i vazdušne mase se kreću sleva nadesno. Obe skice su dva moguća vertikalna preseka preko linije C-D *okludovanog fronta na Slici 8.16. Tačka* P *odgovara položaju okludovanog fronta na tlu.*

SATELITSKI POGLED NA VANTROPSKI CIKLON

Snimci oblaka iz vremenskih satelita postaju svakim danom sve pristupačniji. Međutim, kosmički/satelitski pogled na oblačnost je daleko drugačiji, od pogleda sa tla ili pilotske kabine. Da bismo obezbedili priručnik za interpretaciju satelitskih snimaka vantropskih ciklona posmatrajmo Sliku 8.19.

Na skici i fotografiji možemo videti primarne oblačne karakteristike vantropslog ciklona u okludovanom stadijumu. Na istočnoj strani doline vreme je loše. Niska i hladna **frontalna oblačna grupa** se nalazi na jugu ciklona i istočno od visinske doline. Takođe, na istočnoj strani visinske doline je oblačna masa iznad fronta okluzije. Ona se zbog svog karakterističnog oblika naziva **zapetast oblak**. On je u ovom slučaju sastavljen uglavnom od srednjih oblaka. Još istočnije, postoji na velikom prostoru oblačna masa sastavljena od oblaka tipa Cirrus. Ovi oblaci su postavljeni sdesna od ose mlazne struje. Zbog toga se zovu **Cirrus mlazne struje**. Oblaci blizu ciklona su hladniji, pa se na infracrvenom satelitskom snimku vide kao svetliji. Oni obično mogu biti identifikovani po vrlo oštrim ivicama u grupi oblaka tipa Cirrus blizu ose mlazne struje. Blizu grupe zapetastih oblaka se nalazi još jedna oblačna grupa pod nazivom **drugi oblaci tipa Cirrus**. Odlikuju se dobrom odvojenošću od oblaka tipa Cirrus mlazne struje.

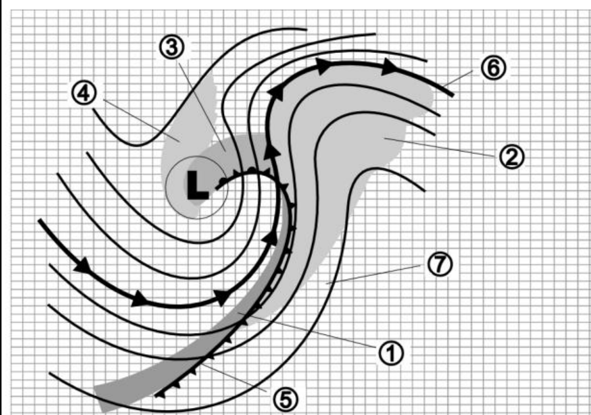
Kao što pokazuje Slika 8.19, oblaci hladnog fronta obično mogu biti viđeni iz Kosmosa. Međutim, oblaci tipa Cirrus mlazne struje pokrivaju mnoge od nižih oblačnih slojeva u okolini toplog fronta. Takođe, uočimo da je zapetast oblak dobar pokazatelj položaja visinske doline ili ciklona. U početnom stadijumu razvoja vantropskog ciklona, zapetast oblak može biti razdvojen (uz vetar) od hladne frontalne oblačne grupe.

Idealizovani model polarnog fronta je koristan vodič za

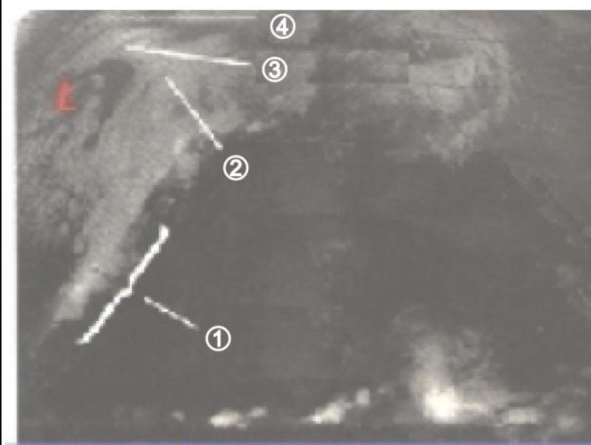
- interpretaciju osmotrenih vremenskih uslova,
- razumevanje prizemne analize i
- predviđanje vazduhoplovnih vremenskih uslova.

Međutim, potrebno je imati na umu i ograničenja ovog modela. Ona se sastoje u tome, što ovakav model nije u stanju da precizno opiše strukturu svake frontalne depresije koja se pojavi. Na primer, u nekim slučajevima iznad okeana, ciklon se dovoljno produbi, ali okludovani front se nikada ne razvije. Takođe, vrlo je teško identifikovati na prizemnim kartama preko kopna tople frontove u ciklonima koji dospevaju na zapadne obale kontinenata.

Slika 8.19



LEGENDA:
① FRONTALNA OBLAČNA GRUPA
② CIRRUS MLAZNE STRUJE
③ ZAPETAST OBLAK
④ DRUGI OBLACI TIPA CIRRUS
⑤ HLADNI FRONT
⑥ OSA MLAZNE STRUJE
⑦ IZOHIPSA NA 300 hPa



Skica (gore) prikazuje glavne oblačne osobine okludovanog vantropskog ciklona. Isti ciklon je prikazan i fotografijom (dole) dobijenom sa GOES satelita, (prema: Lester F. P., 1995.).

Odeljak B

TROPSKI CIKLONI

Mnogi cikloni koji se razvijaju u atmosferi nisu kao vantropski cikloni. U većini slučajeva im je jedina sličnost sa vantropskim ciklonima u ciklonskom smeru duvanja vetra oko centra niskog pritiska. Na drugoj strani, njihova struktura, ponašanje i izvori energija se jako razlikuju od vantropskih ciklona. Najbolji primer za ove tvrdnje jesu tropski cikloni.

U našoj klasifikaciji atmosferskih cirkulacija, **tropski cikloni** imaju dimenzije mezorazmera, ciklonsku cirkulaciju i razvijaju se na istočnim stranama tropskog regiona. Zajednička karakteristika svih tropskih ciklona iskazuje se u vrlo jakoj konvekciji, ekstremno snažnom vetru i pljuskovitim padavinama. U ovom odeljku ćemo kratko istražiti klimatologiju, strukturu i ponašanje tropskih ciklona.

KLIMATOLOGIJA

Šire posmatrano izraz "tropski ciklon" obuhvata brojne tropske poremećaje. Njihova klasifikacija se pravi saglasno maksimalno dostignutom vetru na

- **tropske poremećaje,** kada je maksimalna brzina vetra manja od 20 kt,
- **tropske depresije,** gde se maksimalne brzine vetra kreću između 20 kt i 34 kt,
- **tropske oluje**, pri kojima maksimalna brzina vetra ide od 35 kt do 64 kt i
- **harikene** i/ili **uragane**, gde se beleže maksimalne brzine vetra od preko 64 kt.

Za ovu priliku ćemo najsnažnije tropske poremećaje ciklonske cirkulacije uglavnom zvati harikeni, kao što se inače tropski cikloni nazivaju u područijima Severne i Srednje Amerike i Zapadne Indije. Pored toga oni imaju i druge nazive. Na primer, u području Istočne Azije zovu se **tajfuni**, dok ih stanovnici Filipina zovu **bajagos**, a u Indijskom okeanu oko Mauricijusa zovu se **mauricijus-orkani**. Pored svih navedenih imena u srpskom jeziku se upotrebljava i naziv **uragani**.

Postoje veliki rasponi u intenzitetu tropskih ciklona. Oni su daleko iznad postavljenog praga za snagu vetra u harikenima. Tako, nisu neobični slučajevi da se u harikenima dostižu brzine vetra iznad 100 kt. U Tabeli 8.1 dato je rangiranje snage harikena prema brzini vetra i potencijalnoj šteti koju izazivaju.

Kada neka tropska oluja dostigne harikensku snagu, određuje joj se nazim prema međunarodnom dogovoru. Na primer, hariken Hugo je 1989. godine udario na obele Južne Karoline (SAD), a hariken Andrej je opustošio južne delove Floride (SAD) tokom 1992. godine.

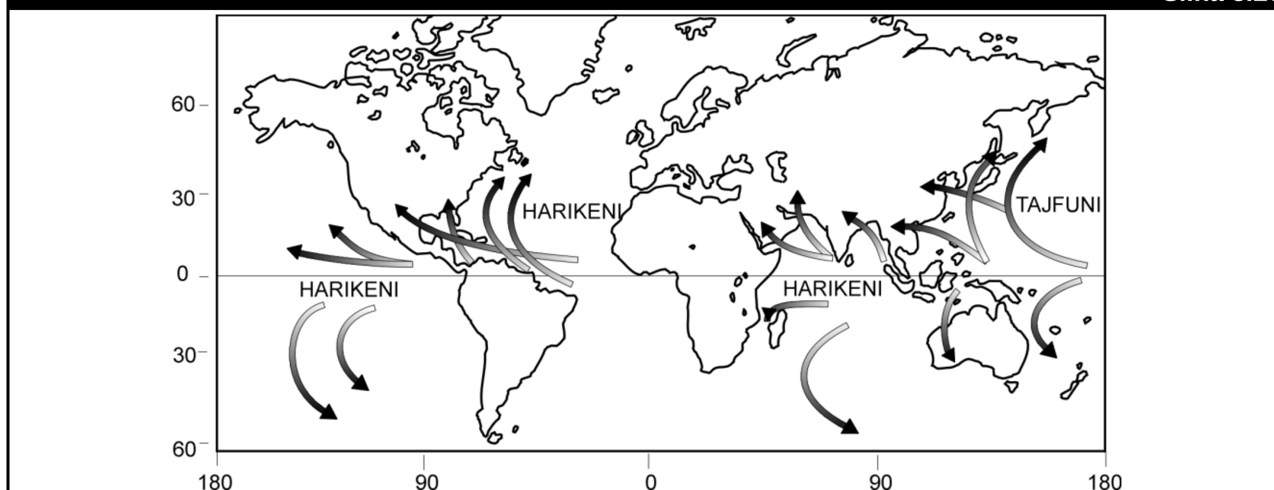
Zbog razornih efekata koji se u tropskim ciklonima proizvode usled jakog vetra i ogromnih vodenih talasa, mnogi od tropskih ciklona

Tabela 8.1

KATEGORIJA	PRITISAK U CENTRU (hPa)	VETAR (kt)	OLUJNI TALAS (ft)	OPIS ŠTETA
1	veći od 980	64 - 82	4 - 5	Štete uglavnom na stablima, grmlju i nelengerisanim pokretnim (montažnim) kućama.
2	965 - 979	83 - 95	6 - 8	Obori neko stablo; glavna šteta je na izdvojenim pokretnim kućama; nešto štete na krovovima zgrada.
3	945 - 964	96 - 113	9 - 12	Kida lišće; obara velika stabla; uništava pokretne kuće; pravi građevinske štete na manjim zgradama.
4	920 - 944	114 - 135	13 - 18	Pokazuje sve znake obaranja; široke štete na krovovima, vratima i prozorima; kompletno uništava pokretne kuće; poplave do 10 km od obale; glavne građevinske štete na nižim spratovima zgrada blizu obale.
5	manji od 920	veći od 135	veći od 18	Jake štete na krovovima, prozorima i vratima; široke štete na krovovima kuća i industrijskih zgrada; glavne građevinske štete na nižim spratovima svih zgrada na visini manjoj od 15 ft iznad mora na rastojanju 500 m od obale.

Safir-Simsonova (Saffir-Simpson) skala potencijalne štete harikena. ***Olujni talas*** *je nenormalni porast vode zbog harikena.*

Slika 8.20



Izvorišta i putanje tropskih ciklona. Počeci strelica pokazuju mesta nastanka, smer strelica daje putanje kretanja, a vrhovi strelica označavju mesta nestanka tropskih ciklona.

su ušli u istoriju. Navešćemo samo najinteresantnije slučajeve. Prvi pismeni izveštaj o tropskim ciklonima potiče od Kristofora Kolumba. U njemu je poznati moreplovac opisao nevreme na koje je naišao 12. februara 1493. godine blizu Azorskih ostrva na povratku iz Amerike. Možda je najveća katastrofa koju je izazvao neki tropski ciklon bila ona od 7. oktobra 1737. godine na ušću reke Huli u Bengalski zaliv. Strašan ciklon je razorio oko 20 000 zanatskih radnji svih vrsta, a vodeni talas je narastao do 43 ft. Zabeleženo je da je tom prilikom nestalo 300 000 ljudi. Na istom mestu se dogodila još jedna katastrofa 1864. godine kada je stradalo 50 000 ljudi. Prema raspoloživim podacima najveći poplavni talas napravljen tropskim ciklonom dogodio se 30. juna 1905. godine na ostvru Mail (*Mail*) u Maršalskom arhipelagu, gde je talas dostigao visinu od 49 ft. Na Slici 8.20 prikazani su regioni u kojima se pojavljuju tropski cikloni i njihove najčešće putanje.

RAZVOJ I PONAŠANJE

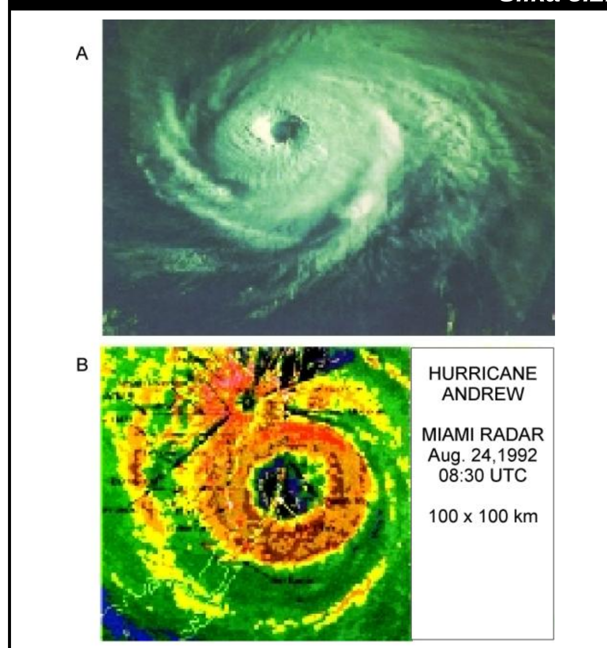
Kao što prikazuje Slika 8.20 tropski cikloni se razvijaju unutar oblasti od oko 2 000 km oko Ekvatora, preko delova okeana vrlo visokih temperatura vode (27 ^{0}C i većom). Svaki ciklon počinje svoj životni vek kao slabo organizovan tropski poremećaj. Ako su uslovi povoljni, ovaj poremećaj se pojačava i dolazi u stanje tropske depresije i tropske oluje. Od ovih stanja, relativno mali broj poremećaja nastavlja razvoj ka harikenskoj snazi. Ako do razvoja ipak dođe, hariken se kreće na Severnoj polulopti ka severozapadu, a na Južnoj polulopti ka jugozapadu, prosečnom brzinom od 10 kt.

Pošto harikeni crpe energiju iz tople vode, disipaciju doživljavaju prilikom kretanja preko hladnije vode i/ili kopna. U nekim oblastima globusa, kao što je to na primer na Atlantiku, harikeni napuštaju kretanje od istoka na zapad, okreću se postepeno ka severu (zapadnim stranama suptropskih anticiklona, kao što je na primer Azorski anticiklon), nastavljaju da menjaju smer ka severozapadu i konačno ulaze u zapadne struje umerenih širina. Dešava se da umirući hariken dostigne polarni front ili dospe u oblasti jakih gradijenata temperature u umerenim širinama. Time njegova energija može da se obnovi a ciklonska cirkulacije da oživi. To često dovodi do razvoja vantropskog ciklona. Na primer, zabeleženi su slučajevi pustošenja obala Evrope od obnovljenih harikena, dospelih iz oblasti Azorskih ostrva, kao što je to bilo 25. avgusta 1956. godine.

STRUKTURA I VREME

Kada tropski cikloni dostignu harikensku snagu, olujna oblast je nekoliko stotina kilometera u prečniku. Slika 8.21 daje satelitski (A) i radarski (B) pogled na hariken Andrej.

Slika 8.21



Hariken je jasnog izgleda na satelitskom (A) i radarskom (B) snimku sa otkrivenim okom i spiralnom oblačnom strukturom, (prema: Lester F. P., 1995.).

Horizontalne razmere (prečnik) harikena je tipično oko 500 km ili više. Osmotrena oblačnost iz satelita često prekriva veću oblast nego što je glavni deo olujne oblasti. To se dešava zato što su oblaci tipa Cirrus široko rasprostranjeni po periferiji olujne oblasti na većim visinama. Horizontalne razmere radarskih oznaka harikena su mnogo manje, nego oznake na satelitskom snimku, zato što radar ne može da osmatra sve oblačne strukture. Naime, radar je osetljiv samo na oblasti padavina u harikenu. U olujnoj oblasti harikena jak vetar vlada u regionu prečnika manjeg od 90 km.

Okolinu harikena čine oko harikena, zid oka i spiralne oblačne i/ili kišne mase oko centra oluje. Navedeni činioci harikena mogu se videti na Slici 8.22.

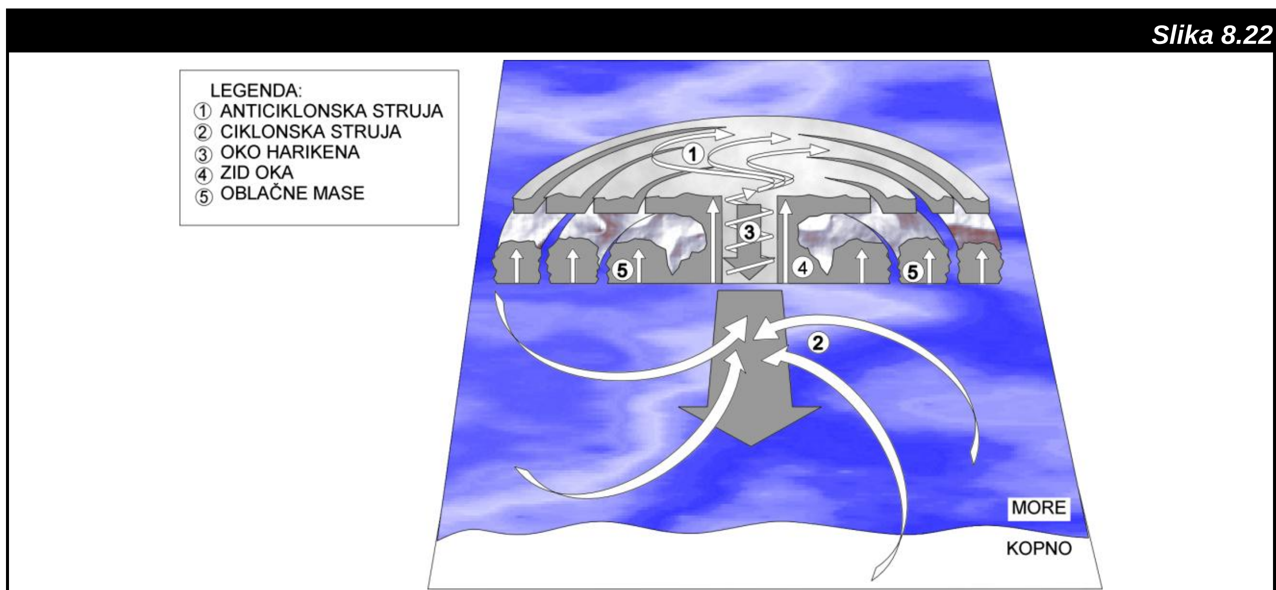
Jaki vetrovi u prizemlju oko oblasti niskog pritiska struje ulazno, stvarajući ciklonsku cirkulaciji. Istovremeno, visoko (npr. 40 000 ft od MSL) u harikenu postoji promena u duvanju i snazi vetra. Vrh harikena je obeležen slabim vetrovima i izlaznim strujanjem, odnosno, anticiklonskom cirkulacijom. Ovakva struktura obezbeđuje specifične karakteristike tropskih ciklona, koje se ogledaju u

- jakim vetrovima blizu prizemlja i
- slabim vetrovima na visini, specijalno iznad 18 000 ft od MSL.

Isto se ne može reći i za konvekciju udruženu sa grmljavinskim nepogodama. Više detalja o grmljavinskim nepogodama (Cb) biće dato u narednoj glavi.

Kada se hariken posmatra iz satelita može imati približno simetričan oblik, dok vazduhoplovno vreme u njemu nema te osobine. Gledano u pravcu kretanja harikena na Severnoj hemisferi, najjači vetar se pojavljuje na desnoj strani, a najgore vreme se obično javlja u desnom prednjem kvadrantu harikena. Na kretanje kišne mase mogu uticati lokalni vetrovi, a intenzitet padavina zavisi od brzine i širine mase. Snažni i često štetni harikenski vetrovi donose velike opasnosti. Oni najveću štetu proizvedu udruženi sa ogromnim morskim talasima u priobalju, koje, takođe, oni proizvode.

Slika 8.22



Poprečni presek kroz hariken prikazuje: oko harikena, zid oka, spiralne oblačne mase i spiralno strujanje. Vazduh se kreće uspono u zidu oka i spiralnoj oblačnoj masi. Jako nispono strujanje u oku harikena stvara toplo jezgro i oskudicu oblačnosti.

Oko harikena je kružni region u centru poremećaja skoro bez oblaka. Pečnik oka varira od 20 km do 40 km. Region oka je toplo jezgro harikena u kome duvaju relativno slabi vetrovi i gde je prizemni pritisak najniži. U vezi s tim, najniži pritisak na nivou mora ikada osmotren dogodio se 1979. godine u oku harikena Tip (*Tip*). Osmotrena vrednost isnosi 870 hPa.

Zid oka je oblačni region ugnežđenih oblaka tipa Cumulonimbus neposredno uz oko harikena. To je oblast jakih vetrova i vrlo snažne konvekcije. Pošto se harikeni događaju u tropima, gde je tropopauza vrlo visoka, nije ništa neobično da se u harikenima sreću vrhovi oblaka tipa Cumulonimbus i iznad 50 000 ft od MSL.

Oblačne mase i/ili **kišne mase** postavljene spiralno oko poremećaja čine snažne linije konvergencije. Na njima se pojavljuju karakteristični oblaci tipa Cumulonimbus i jaki pljuskovi. Svaka od spirala može da ima širinu od nekoliko kilometera do oko 50 km, a dužinu od 100 km do 350 km.

Letenje u okolini vantropskog ciklona je često moguće uz izvesnu predostrožnost. Međutim, letenje u okolini harikena se nikada ne preporučuje, zbog vrlo jakog vetra, grmljavinskih nepogoda i vrlo jakih pljuskova kiše. U nekim zemljama koje su sistematski izložene dejstvu harikena (npr. SAD), za njihovo praćenje i predviđanje zadužene su posebne službe u okviru državnih meteoroloških institucija. Ovakva aktivnost se naziva **bdenje nad harikenima**, o čemu se redovno formiraju. specijalni izveštaji ili tzv. **upozorenja o harikenima.**

Sažetak

Vantropski cikloni su važni poremećaji u atmosferi velikih razmera. Njihovo kretanje se najčešće odvija od zapada na istok u umerenim širinama. Oni se formiraju na polarnom frontu u oblastima velikih horizontalnih gradijenata temperature. Oni blizu podloge uključuju i kretanje velikih vazdušnih masa i frontova. Na visini su udruženi sa dolinama i mlaznom strujom. Posebne šeme vetra, oblačnosti i padavina se razvijaju kroz životni ciklus vantropskog ciklona. Vantropski cikloni se najbolje predstavljaju modelom polarnog fronta. U oštrom kontrastu sa vantropskim ciklonima su harikeni. Oni su manji, poseduju veliku razornu moći i kreću se prema zapadu u nižim širinama. Harikeni crpe svoju energiju iz tople vode tropskih okeana gde se i rađaju, a umiru preko hladnije podloge, najčešće u višim širinama.

GLAVA 9

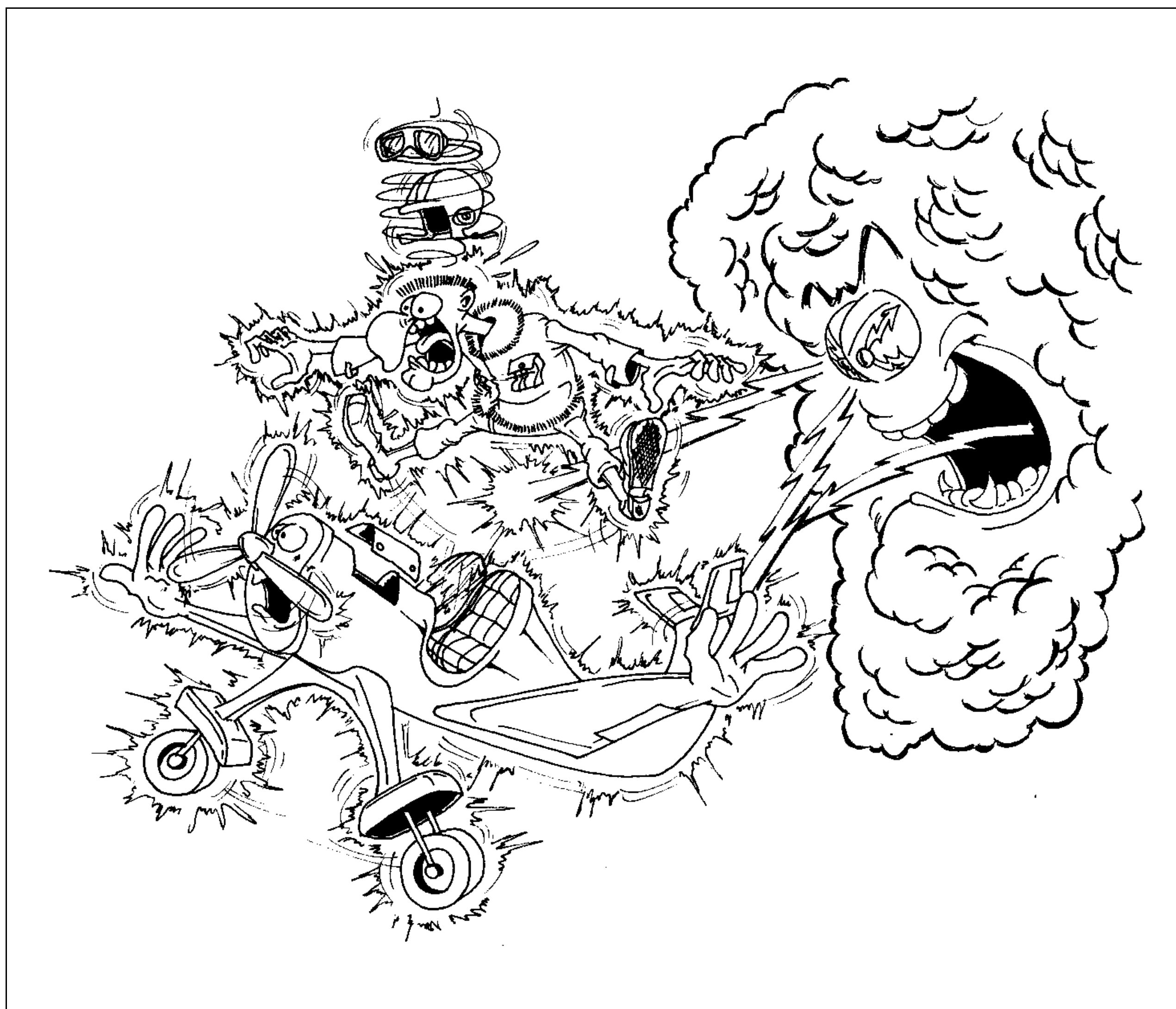
GRMLJAVINSKE NEPOGODE

Uvod

U ovoj glavi nastavljamo primenu našeg razmernog pristupka za objašnjenje atmosferskih cirkulacija. Razmatraćemo kretanja malih razmera; mezorazmerne fenomene poznate pod nazivom grmljavinske nepogode/oluje. Grmljavinska nepogoda je jedna od mnogih spektakularnih atmosferskih cirkulacija i jedan od onih fenomena prema kome se piloti odnose s poštovanjem. Naše studije mezorazmernih cirkulacija počećemo od idealizovanog modela grmljavinske nepogode.

Kada budemo kompletirali znanja iz ove glave, razumećemo strukturu i ponašanje grmljavinske nepogode, kao i široke varijetete mikrorazmernih fenomena koji se često pojavljuju uz grmljavinsku nepogodu. Takođe, postaćemo familijarni sa mezorazmernim i makrorazmernim cirkulacijama koje izazivaju grmljavinske nepogode i organizuju ih u linije i klastere.

Grmljavinska nepogoda se razmatra u svim vazduhoplovnim operacijama. Mudar pilot treba da bude siguran da razume sve suštinske razloge nastanka i ponašanja grmljavinske nepogode, kako bi blagovremeno izbegao sve njene opasne uticaje.



Odeljak A

SUVA KONVEKCIJA

Posmatranje povećavanja oblaka tipa Cumulus znači jasnu potvrdu da se vazduh u oblaku kreće uspono. Našu studiju o grmljavinskim nepogodama usredsredićemo na uspono delovanje sile potiska zasićenog vazduha. Međutim, moramo biti svesni činjenice da vazduh u oblacima tipa Cumulus ili Cumulonimbus izvorno dolazi iz graničnog sloja. Takozvana **suva konvekcija** je objedinjeni naziv za procese kojim se doprema prizemni vazduh do oblačnih slojeva. Ovi procesi se odvijaju unutar sloja od nekoliko hiljada fita od podloge. Pošto svaka grmljavinska nepogoda svoje korene nalazi u suvoj konvekciji, diskusija o razvoju grmljavinskih nepogoda bila bi nekompletna bez istraživanja suve konvekcije ispod baze oblaka.

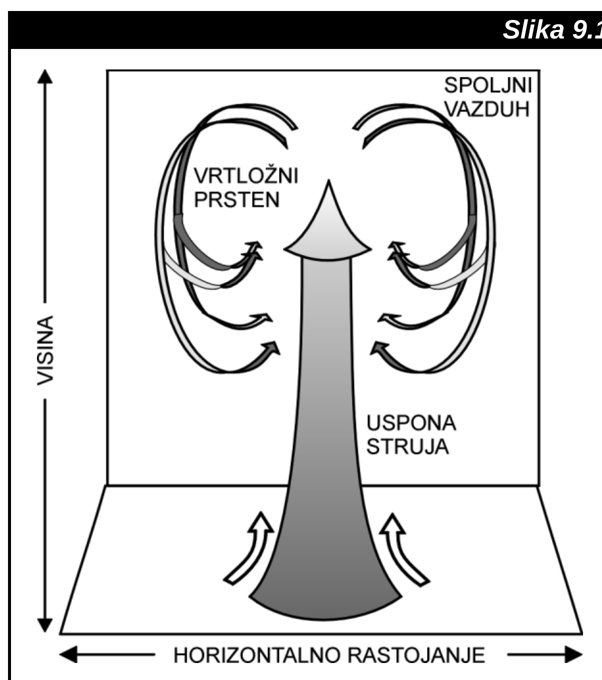
Kada podloga postane mnogo toplija od vazduha iznad, gradijent temperature nižih slojeva često postaje "superadijabatski", ($AVG > 3$ ^{0}C/1 000 ft). Pod ovim, apsolutno nestabilnim uslovima, zagrejani vazduh počinje sporo vertikalno premeštanje koje se manifestuje slabim udarima vetra. Vremenom se kretanje u pravcu premeštanja pojačava i postaje organizovano u diskretne "mehure" toplog podižućeg vazduha. Ovi mehuri su vrsta atmosferske cirkulacije jasnih razmera i ciklusa trajanja. Oni se često nazivaju **termali**, i smatraju se korenima oblaka tipa Cumulus.

Pojedinačni termali imaju horizontalne dimenzije od nekoliko desetina do nekoliko stotina metar, životni vek im je do deset minuta, a vertikalna brzina se kreće od nekoliko stotina fita po minuti do 2 000 ft/min. Termali se mogu razvijati u bilo koje doba dana, ili dokle god je podloga toplija od vazduha iznad. Ovi uslovi se često sreću u hladnoj vazdušnoj masi, ako se ona kreće preko tople podloge, kao što je to u slučaju prolaska hladnog fronta. Termali se češće javljaju tokom obdanice i prilikom vedrog vremena u toplim letnjim mesecima.

Veličina i snaga termala mnogo variraju, jer najviše zavise od zagrejanosti vazduha u odnosu na okolinu. Tako, oni na kraju zavise od zagrejanosti podloge. Termali su najčešće mali i slabi u jutarnjim satima, pri čemu se tokom obdanice povećavaju i pojačavaju, a u popodnevnim satima imaju najveću snagu i veličinu. Uvek je tokom obdanice dobar zvor termala podloga više zagrejana od okolnih oblasti. Pogodne podloge za stvaranje termala su polja, popločani putevi, parking prostori i piste. Takođe, podignut teren dobro proizvodi termale, jer je često topliji od okolnog vazduha iste visine. Visoka brda bez rastinja ranije generišu tokom obdanice termale i dužeg trajanja, nego obližnje doline. Nepogodni izvori termala su šumske oblasti, hladne vodene površine, navodnjavana polja i podloge natopljene kišom.

Iako je termal u prizemlju mikrorazmerna cirkulaciona ćelija u nastanku, on nema jednostavnu strukturu. Termal se sastoji iz relativno uzanog jezgra uspono krećućeg vazduha smeštenog u središtu “mehura” i širokog pojasa slabog nisponog kretanja koje okružuje jezgro. Ovaj pojas se naziva **vrtložni prsten** i često predstavlja sinonim naziva za čitav termal. Idealizovan model termala blizu podloge prikazan je na Slici 9.1.

Slika 9.1

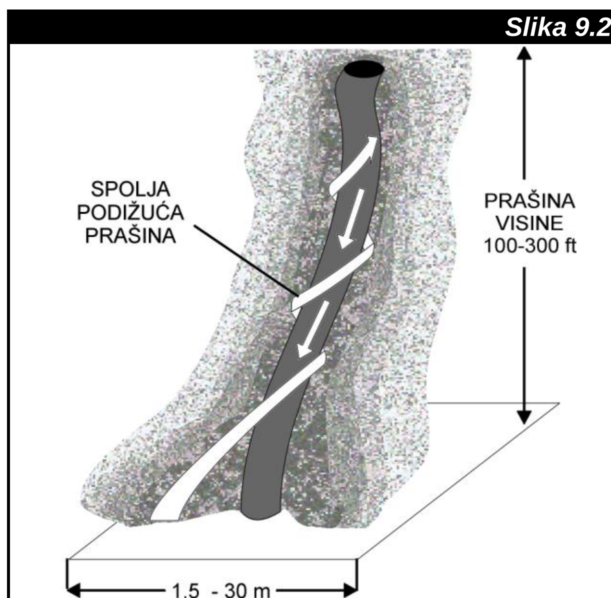


Skica idealizovanog termala u prizemlju. Široka vertikalna strela pokazuje topao vazduh u usponom kretanju unutar termala. Kružne vrtložne trake prikazuju položaj vrtložnog prstena koji se penju zajedno sa termalom. Ova cirkulacija veoma podseća na kretanje dimnih prstenova.

Prizemni vetar je često delimično blokiran nekim preprekama, kao što su grupe drveća ili manja brda. Tada se tok vazduha krivi oko i preko prepreka što proizvodi vrtloge nisponih strujanja (mehanička turbulencija). Kada se termal nađe na dohvat turbulentnog vrtloga, on počinje da rotira zajedno sa njim, čime se rasteže po vertikali i sužava po horizontali. Tada se događaju isti efekti kao što je obrtanje klizača na ledu prilikom stavljanja ruku iz telo (pirueta).

Kao rezultat takvog obrtanja termala u prizemlju se javlja posebna vrtložna cirkulacija. Ona često predstavlja vizuelnu manifestaciju termala u prizemlju, jer sadrži čvrste i neprozirne čestice podloge (prašinu i pesak), koji podignuti od tla daju jasne obrise mesta termala. Zato se ovakva cirkulacija naziva **prašinska tromba,** Slika 9.2.

Slika 9.2

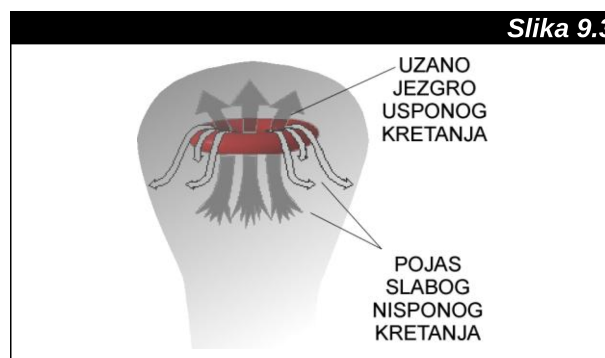


Prašinska tromba je produkt termala, slabog prizemnog vetra i čestica podloge.

Međutim, da ne bi bilo zbrke, ovu cirkulaciju treba razlikovati od mnogo jačeg tornada i/ili vodene pijavice (vidi Sliku 4.16). Uobičajena brzina vetra u prašinskoj trombi je oko 20 kt. Međutim, bile su zabeležene i ekstremne vrednosti od 50 kt. Prašinska tromba se formira u uslovima vrlo slabog vetra preko vrlo tople podloge, kao što je to iznad neplodnih pustinja tokom leta u ranim popodnevnim satima. Jednom formirana prašinska tromba nema preferalni pravac kretanja. Ona se kreće brzinom i pravcem srednjeg vetra u sloju gde je formirana. Prašinske trombe su tipičnog razmera od 1.5 m do 30 m u prečniku. Trajanje im je oko 4 minuta ili manje, mada je u ekstremnim slučajevima zabeleženo trajanja i od jednog sata. Prašina (čestice podloge) podignuta vrtlogom dostiže visinu od 100 ft do 300 ft od tla, mada se vrtlozi mogu proširiti i na više nivoe. Prašinske trombe preko pustinskih oblasti tokom leta povremeno dostižu visinu od nekoliko hiljada fita od tla. Podsetimo se, prašinske trombe se stvaraju suvom konvekcijom. Takođe, one ne zahtevaju prisustvo oblaka tipa Cumulonimbus ili Cumulus da bi se formirale, kao šro je to slučaj kog tornada ili vodenih pijavica (vidi Odeljak D). Prašinske trombe su obično termalno dizanje.

Horizontalne dimenzije termala rastu povećanjem njihove visine. Tako se termali svojom perjanom strukturom dužine oko 100 ft prostiru uspono kroz nekoliko stotina fita debeo sloj toplog prizemnog vazduha. Tada njihova perjana struktura veoma podseća na lebdenje ptica iznad ravnice ili još bolje, termali tada često liče na podižuće kolutove paperjastog dima. Za grafičku prezentaciju termala na visini lepo može da posluži i oblik prikazan na Slici 9.3.

Slika 9.3



Termal na visini prikazan u obliku mehura podižućeg vazduha. Vidi se uzano jezgro usponog kretanja okruženo pojasom nisponog kretanja (vrložni prsten).

Izgled stvarnog termala na visini se donekle razlikuje od idealizovanog prikaza datog na slici Slici 9.3. Kada se visinski vetar pojača, termali odozdo zatvoreni podlogom, postaju haotični i teško se identifikuju. Mada su snažnije uspono i slabije nispono kretanje dominantne karakteristike i stvarnog termala, on još ima i osobinu da se krivi i uvrće tokom dizanja. Do uvrtanja dolazi i zbog temperaturne razlike unutar termala i spoljnih uticaja, kao što je smicanje vetra na visini. Pored toga, ako se termali šire porastom visine, oni se i mešaju.

Vrtložni prsten termalne cirkulacije se širi porastom visine. Ovo širenje smanjuje temperaturu u termalu (mehuru), pa smanjuje i silu potiska. Uspono kretanje termala se često zaustavlja kada on dostigne stabilan sloj vazduha, pri čemu postaje hladniji od okoline. Tada se na visini zaustavljanja termala formira oblačni sloj, Slika 9.4.

Slika 9.4



Oblaci tipa Cumulus se formirju na visini zaustavljanja termala. Ravni vrhovi oblaka ukazuju na prisustvo visinske inverzije. Oblaci su često veći nego pojedinačni termali, jer se termali šire i mešaju prilikom dizanja, (prema: Lester F. P., 1995.).

Ovakvi procesi su česti iznad prostranih regiona visokog pritiska. Zbog obdaničnog zagrevanja granični sloj vazduha postaje nestabilan, čime se pospešuje podizanje termala do oko 2 000 ft, ili do prisutnog visinskog stabilnog sloja.

Odeljak B

OBLAČNA KONVEKCIJA

U mnogim primenama, termin **oblačna konvekcija** se odnosi na zasićen vazduh u podizanju, zato što je topliji od okolnog vazduha. Takođe, ponekad ova definicija obuhvata i zasićen vazduh koji se spušta, jer je hladniji od okolnog vazduha. Zbog toga, oblačna konvekcija uključuje sve različite oblike oblaka tipa Cumulus i njihove uspone i nispone struje. Da bismo bolje opisali grmljavinske nepogode, počećemo opis kratkim istraživanjem procesa rasta oblačne konvekcije.

RAST OBLAKA

Jasno pojavljivanje gomilastih oblaka ne odražava se samo na zasićenje, već takođe znači i nestabilnost uspone struje izazvane konvekcijom. Karakteristična ravna baza oblaka pojavljuje se na visini gde se podižući i nestabilan vazduh prvi put zasiti. Ova visina se naziva **konvektivni nivo kondenzacije**. Vazduh se hladi usponim kretanjem iznad konvektivnog nivoa kondenzacije za vrednost vlažnoadijabatskog gradijenta temperature. Podsetimo se, on je uvek manji od suvoadijabatskog gradijenta temperature, zato što se kondenzacijom postepeno oslobađa latentna toplota. Iz tih razloga nestabilno uspono strujanje često postaje stabilno, pri čemu se pojavljuje oblak.

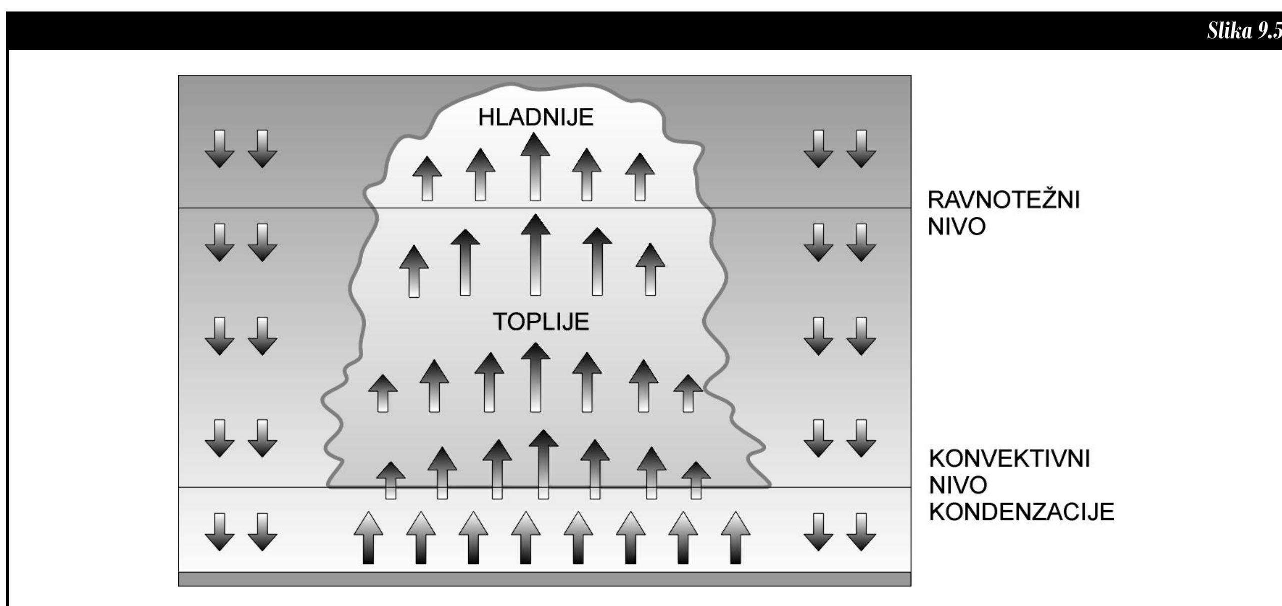
Iznad konvektivnog nivoa kondenzacije nastavlja se **uspono kretanje u oblaku** (**uspona struja**), dok se nezasićeni vazduh oko oblaka kreća nispono (nispona struja) kompenzujući time uspono kretanje, Slika 9.5.

Nispona struja oko oblaka (**nispona struja**) je obično slabija od uspone struje, pri čemu ona zauzima mnogo širu oblast, nego što je prostor u kome se nalazi oblak. Uspona struja je slična oštrom mlazu vertikalno krećućeg fluida. Jako smicanje između brzina jake uspone i slabe nispone struje proizvodi turbulentne vrtloge. Oni su često vidljivi kao protuberance (izrasline) u obliku karfiola na ivicama oblaka tipa Cumulus.

Uspono kretanje u oblaku nastavlja da ubrzava vazduh nagore sve dok on ne dostigne **ravnotežni nivo**; odnosno, visinu gde se njegova temperatura izjednači sa temperaturom okolnog vazduha. Iznad ravnotežnog nivoa vazduh nastavlja da se podiže, ali usporavajući se, jer je hladniji od okolnog vazduha. Vrh oblaka se pojavljuje na nivou gde je brzina uspone struje dostigla nultu vrednost. Zato su vrhovi oblaka hladniji nego okolina. Na kraju, sve to potpuno oslabi snagu širenja oko ravnotežnog nivoa, čime prestaje stvaranje oblaka.

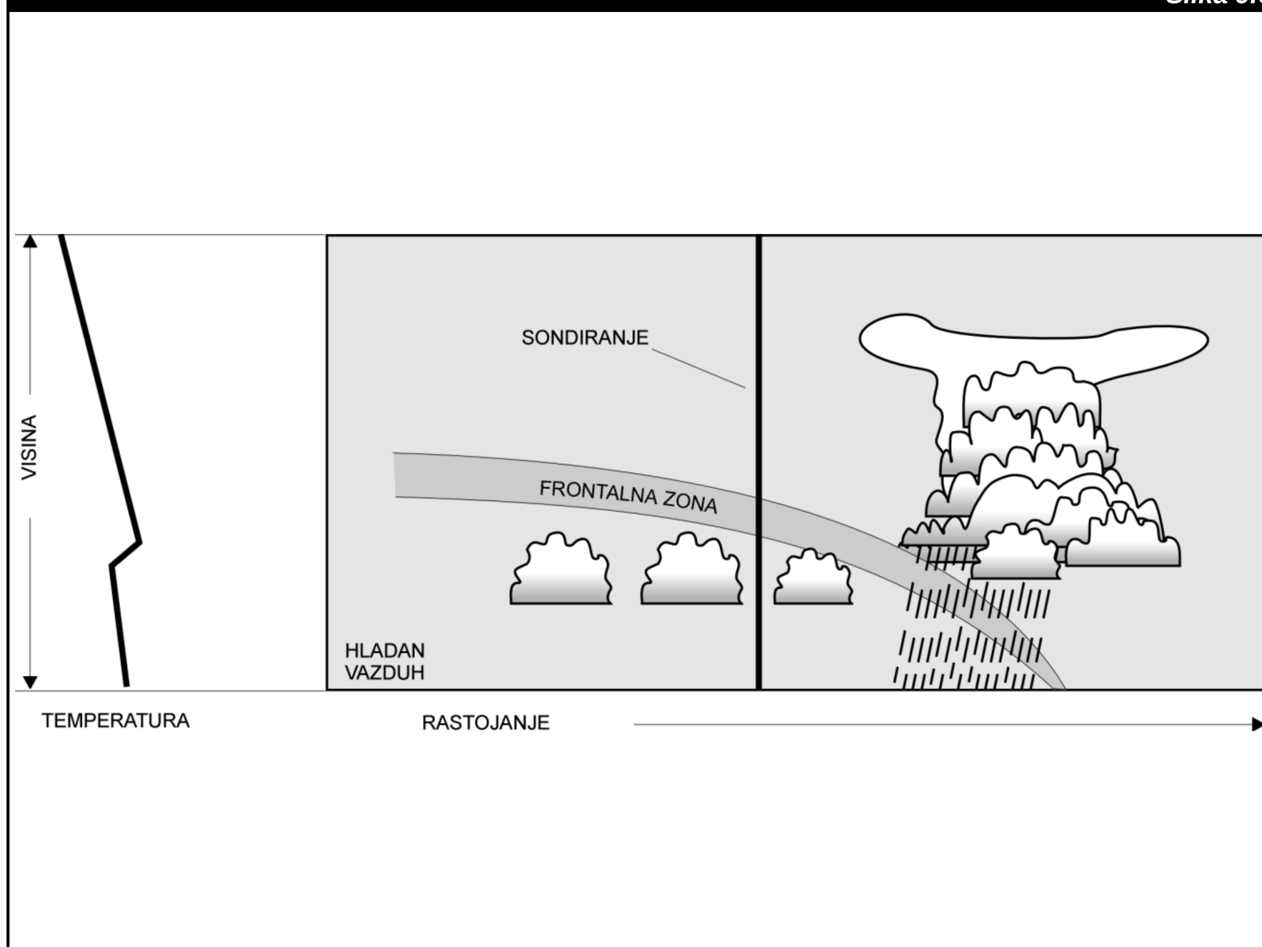
Visina gornje granice konvektivnih oblaka (vrh oblaka) jako zavisi od prisustva i/ili odsustva stabilnih slojeva iznad konvektivnog nivoa kondenzacije. Jake troposferske inverzije mogu u nekoj fazi razvoja zaustaviti vertikalno širenje oblaka tipa Cumulonimbus. U tzv. lepom vremenu obeleženom oblacima tipa Cumulus (vidi Sliku 9.4), javlja se ograničenje u vertikalnom širenju oblaka posle samo nekoliko minuta, jer se za ovo vreme dostigne jaka inverzija na visini. Zbog toga su baza oblaka i ravnotežni nivo vrlo blizu jedno drugom.

Drugi primer oblačnosti ograničenog razvoja često nalazimo u hladnoj vazdušnoj masi iza hladnog fronta. Mada u tim okolnostima konvekcija može biti jaka, vertikalni razvoj oblaka je često ograničen stabilnim slojem blizu vrhova plitke i hladne vazdušne mase (frontalna zona), Slika 9.6.



Šema poprečnog preseka kroz rastući oblak tipa Cumulus. Dužine strelica su proporcionalne brzinama usponih i nisponih struja.

Slika 9.6



Za razliku od oblaka tipa Cumulonimbus, koji se formiraju na hladnom frontu, širenje oblaka tipa Cumulus ispod frontalne površine često je ograničeno stabilnim slojem vazduha iz frontalne zone. Levo je prikazana sondažna kriva temperature preko pune vertikalne linije na frontu.

NISPONO STRUJANJE IZAZVANO PADAVINAMA

Kada oblak tipa Cumulus dovoljno preraste nivo u atmosferi na kome je temperatura vazduha manja 0 ^{0}C (**nivo zaleđivanja**), zbog delovanja Beržeronovog procesa intenzivira se rast oblačnih delića. Istovremeno, mnogi delići počinju da se pretvaraju u padavinske deliće. Na tim mestima uspono strujanje više nije dovoljne snage da spreči pad težih i većih padavinskih delića. Oni počinju da padaju, tegleći (vukući) sa sobom i vazduh nadole. Tako počinje **nispono strujanje izazvano** (**indukovano**) **padavinama** (*precipitation induces downdraft*), poznato i pod nazivom **donja struja** (*downdraft*), dok će se u ovom tekstu često koristiti i izraz **nispona struja**. Ovo unutrašnje (unutar oblaka) nispono strujanje je mnogo jače nego nispona struja oko oblaka.

Sada, dok vazduh napušta oblak meša se ispod baze oblaka sa okolnim nezasićenim vazduhom. U novonastaloj smeši nezasićenog nispono krećućeg vazduha dolazi do hlađenja nispone struje usled isparavanja padavinskih delića. Time se nispono strujanje pojačava, jer se povećava negativna sila potiska. Pre toga, do intenziviranja nisponog strujanja već je došlo i na nižim nivoima oblaka, usled hlađenja vazduha izazvanog pretvaranjem snega u kišu. Kao što ćemo videti u sledećem odeljku, padavinama indukovano nispono strujanje je glavna komponenta životnog ciklusa grmljavinske nepogode.

Odeljak C

VREMENSKI RADAR

Pre opisa životnog ciklusa grmljavinske nepogode, korisno je na kratko opisati jedan dobar savremeni alat za detekciju grmljavinske nepogode. On je poznat pod nazivom vremenski radar. Generalno, **radar** je uređaj koji koristi elektromagnetno zračenje da detektuje objekte i odredi njihovo rastojanje i pravac od mesta radara. Objekti ili radarske mete moraju imati sposobnost da odbijaju elektromagnetnu energiju (talase) pre svega u oblasti frekvencija koje pripadaju radio talasima.

Radar se sastoji od predajnika, prijemnika i obično jedne zajedničke antene. Elektromagnetna energija iz predajnika se fokusira i emituje/zrači uskim snopom talasa iz antene. Ciljevi kao što su avioni, zgrade i atmosferski delići, odbijaju pravilno (reflektuju) i/ili nepravilno (rasipajuće/difuzno) i/ili apsorbuju energiju. Uglavnom, neki delovi zračenja (energije) se vraćaju ka radarskoj anteni/prijemniku. Od vraćene energije se formira **radarski eho** (**odjek**). Rastojanje i/ili nagib do radarske mete se određuje na osnovu izmerenog vremena potrebnog za prenos energije od antene do mete i nazad, dok se pravac određuje zapisivanjem pravca antene u trenutku kada se radarski eho prima, Slika 9.7.

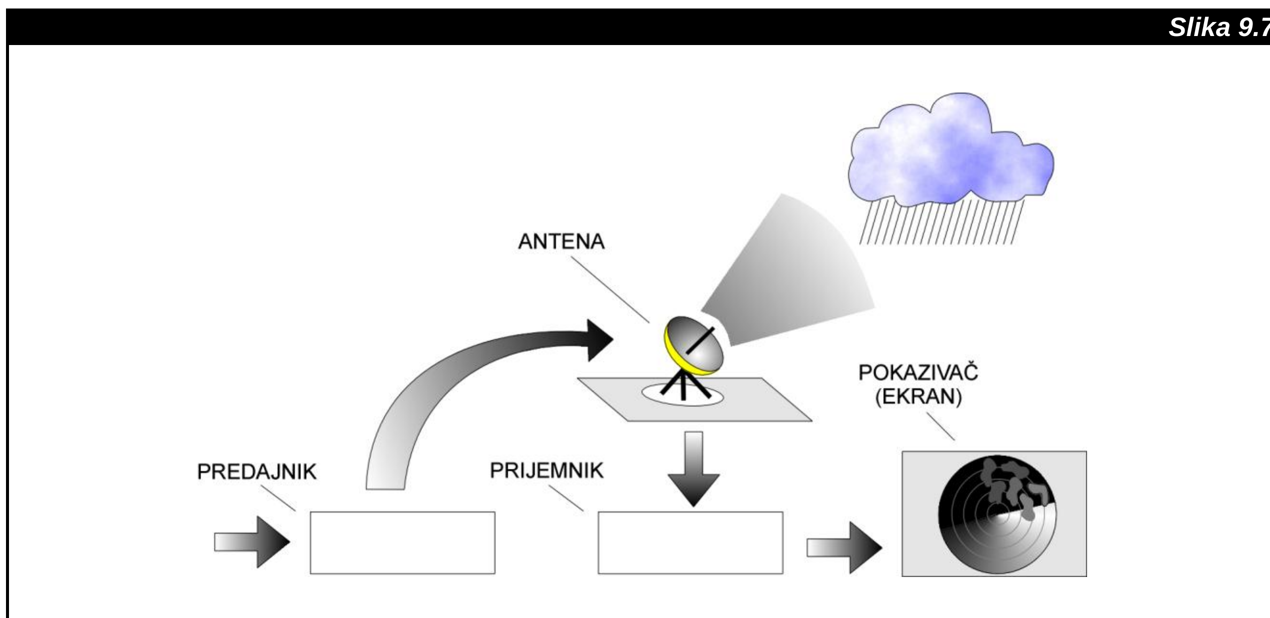
Doplerov radar ima moć da određuje brzinu cilja ka ili od radara merenjem razlike u frekvenci između poslatog i primljenog zračenja. Vraćena frekvenca je niža nego poslata, ako se cilj udaljava od radara. Ovde se dešava pojava slična Doplerovom efektu, koji se često ilustruje primerom smanjenja stepena zviždanja lokomotive kada se voz udaljava od mesta posmatrača.

Vremenski radar radi na specijalnim frekvencijama elektromagnetnog zračenja, koja su osetljiva na rasipanja od atmosferskih delića. Mnogi vremenski radari detektuju relativno male padavinske deliće kiše i snega, bolje nego oblačne deliće. Dok opet, na drugoj strane, neki tipovi padavina obezbeđuju mnogo solidnije radarske mete, nego drugi tipovi. Na primer, velike vodene kapi i vlažan grad daju bolji eho od snega i/ili rosulje.

U Glavi 6 bila je uvedena VIP skala za određivanje intenziteta padavina. Međutin, ista skala se može koristi kao mera intenziteta bilo kog radarskog eha. Na primer, VIP skala služi za merenje ukupne snage konvektivne cirkulacije, uključujući i merenje intenziteta padavina. Pri tome, najviše vrednosti VIP skale se pojavljuju kod najintenzivnijih grmljavinskih nepogoda. Takođe, VIP vrednosti se mogu specificirati i kao mera jačine turbulencije, što će se objašnjavati u Delu III.

U mnogim državama se radarsko osmatranje vremena smatra neizostavnim delom ukupne osmatračke aktivnosti. Na primer, SAD raspolažu jednim od najsavremenijih radarskih mreža današnjeg Sveta. Ova mreža je zasnovana na tzv. sledećoj generaciji vremenskih radara (*Next Generation Doppler Radar* - **NEXRAD**). To su veoma moćni Doplerovi radarski sistemi. Njihova osetljivost dozvoljava praćenje (monitoring) čak i nekih radarskih eha vedrog vremena. Na primer, ovi radari mogu pratiti tako male mete, kao što su prašina ili insekti. Na drugoj strani, NEXRAD može da odredi vetar na rastojanju do oko 100 km i detalje značajnih osobenosti vremena na rastojanjima do 250 km.

Slika 9.7



Radar šalje (predajnik) i prima (prijemnik) signale kroz antenu. Radarski podaci se procesiraju na pokazivaču (ekran).

Odeljak D

STRUKTURA GRMLJAVINSKIH NEPOGODA

Osnovu za prizemna osmatranja **grmljavinske nepogode** čini sledeća definicija. *Grmljavinska nepogoda je mesto gde se produkuje oluja iz oblaka tipa Cumulonimbus, uvek udružena sa munjama i grmljenjem. Grmljavinska nepogoda skoro uvek stvara jake udare vetra, jaku kišu, ponekad grad i u nekim oblastima dovodi do česte pojave tornada. Obično kratko traje, retko više od dva sata u slučaju pojedinačne nepogode. Takođe, na osnovu letačkih iskustava, poznato je da su grmljavinske nepogode karakteristične i po značajnoj turbulenciji, zaleđivanju i smicanju vetra.*

Tokom istraživanja u narednim odeljcima veza između rasta i strukture grmljavinskih nepogoda, posebno ćemo naglašavati odnose između vidljivih kakarteristika grmljavinskih nepogoda i njihove strukture. U tom smislu, vrlo je važna sposobnost pilota da identifikuje grmljavinske nepogode već u trenutku kada oblačnost dostigne do oblaka tipa Cumulonimbus, bez obzira da li je prisutna ili ne evidencija o drugim manifestacijama ove cirkulacije i/ili je prisutna aktivnost drugih grmljavinskih nepogoda.

TIPOVI GRMLJAVINSKIH NEPOGODA

Postoje dva osnovna tipa grmljavinskih nepogoda:

- **obična grmljavinska nepogoda**; često opisana i kao **grmljavinska nepogoda u vazdušnoj masi** i
- **jaka grmljavinska nepogoda**; često nazivana i **linija nestabilnosti grmljavinskih nepogoda** ili samo **linija nestabilnosti**.

Jaka grmljavinska nepogoda stvara jači vetar i krupniji grad od obične grmljavinske nepogode. To znači dostizanje udara vetra od 50 kt i više i pojavu zrna grada od 19.0 mm ili više u prečniku i stvaranje tornada u nekim regionima.

Osnovnu strukturu svake grmljavinske nepogode čini **ćelija grmljavinske nepogode**. U početnom stepenu (fazi) razvoja grmljavinske nepogode, ćeliju čini samo oblast uspone struje. U kasnijim stepenima razvoja nepogode ćeliju čine i padavine, kao i nispona struja. Prema ćelijskoj strukturi grmljavinska nepogoda može postojati u obliku:

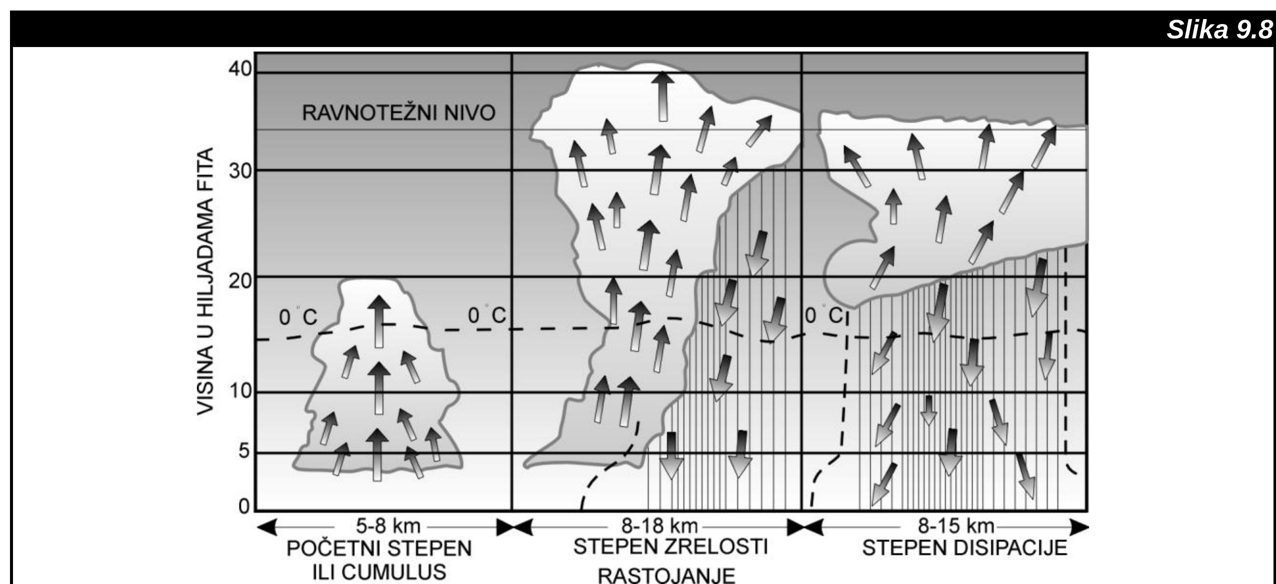
- **pojedinačne ćelije**, koju čini obična grmljavinska nepogda, a njeno vreme trajanja je manje od jednog sata,
- **višestruke ćelije**, koju čini kompaktan skup u obliku grozda/klastera običnih grmljavinskih nepogoda sastavljenih od pojedinačnih ćelija u različitim stepenima razvoja, koje međusobno interaguju tako da proizvode mnogo duže trajanje klastera, nego što je trajanje svake od pojedinačnih ćelija i/ili
- **super ćelije**, koja spada uvek u jake grmljavinske nepogode, a nastaje obnavljanjem pojedinačne ćelije, zbog čega se njeno trajanje produžava i do dva sata.

OBIČNA GRMLJAVINSKA NEPOGODA

Životni ciklus pojedinačne ćelije obične grmljavinske nepogode čine tri stepena (faze) razvoja, sledećih naziva:

- početni stepen ili Cumulus,
- stepen zrelost ili zrelost i
- stepen disipacija ili disipacija.

Stepeni razvoja su šematski prikazani na Slici 9.8.



Tri stepena životnog ciklusa pijedinačne ćelije obične grmljavinske nepogode su: Cumulus, zrelost i disipacija.

POČETNI STEPEN ILI CUMULUS

Kada su atmosferska vlaga i nestabilnost dovoljni, počinje razvoj obične grmljavinske nepogode. U **početnom stepenu (Cumulus)** važne promene se dešavaju u prirodi konvekcije. Pojavljuje se značajno povećanje razmera konvektivne cirkulacije. Veličina uspone struje u oblasti postaje veća, nego što je veličina bilo kog drugog individualnog termala iz okoline. Ova pojava se često vidi u polju oblaka tipa Cumulus. U takvom polju je rast pojedinih oblaka mnogo izrazitiji od ostalih, a njihova veličina počinje da dominira okolinom. U jednom trenutku okolinu ovih izrazito razvijajućih oblaka počeće da napuštaju manji oblaci. To je znak da je otpočelo spuštanje u prepoznatljivoj velikorazmernoj nisponoj struji oko oblaka.

U početnom stepenu razvoja grmljavinske nepogode vazduh se početno diže kroz oblak. Ovaj stepen je grafički prikazan na levoj strani panela na Slici 9.8. Uspono širenje je mnogo veće u nekim delovima oblaka nego u drugim. Oblak uspono raste promenjivim uspehom stvarajući ispupčenja na mestima gde termali dostužu vrhove. Ova ispupčenja se mogu videti kao male tvrđave na vrhovima oblaka, Slika 9.9.

Slika 9.9



Cumulus oblika tvrđave (TCU oblak) kao oblik razvoja grmljavinske nepogode u početnom stepenu, (prema: Lester F. P., 1995.).

Tokom početnog stepena, konvektivna cirkulacija rapidno raste u oblak tipa Cumulus Congestus ili oblak oblika tvrđave/TCU (vidi Glavu 6, Odeljak B). TCU oblak obično naraste do 20 000 ft u visinu i između 5 - 8 km u prečniku. Ovaj stepen razvoja cirkulacija dostigne za oko 15 minuta.

Ako oblak nastavlja da raste, pri kraju početnog stepena počinju da se razvijaju padavine. Često se padavine nastale u oblacima vertikalnog (konvektivnog) razvoja nazivaju **konvektivne padavine**. One pokreću nisponu struju unutar oblaka. Smatra se da početno pojavljivanje nispone struje, dok još nije dostigla tlo, pripada početnom stepenu.

STEPEN ZRELOSTI

Stepen zrelosti je prikazan u središnjim delu panela na Slici 9.8. Ovaj stepen počinje kada nispono strujanje izazvano padavinama dostigne tlo. Munje i grmljenje počinju kada ćelija grmljavinske nepogode naraste na oko 8 - 18 km u prečniku.

U stepenu zrelosti ćelija grmljavinske nepogode je jako dobro organizovana. Relativno topla uspona struja i hladna nispona struja izazvana padavinama stoje jedna pored druge. Nispona struja dostiže veliku brzinu blizu baze oblaka. Istovremeno, uspona struja dostiže maksimalnu brzinu blizu ravnotežnog nivoa u visokim delovima cirkulacije. Ovo je trenutak kada je oblak tipa Cumulus Congestus prerastao u oblak tipa Cumulonimbus.

Vrh cirkulacije u stepenu zrelosti često dostiže stratosferu i dobro se podudara sa vrhovima oblaka tipa Cumulonimbus. Vrhovi oblaka se lako identifikuje po karakterističnim oblicima. Zbog vrlo niskih temperatura na tim visinama, vrhovi oblaka se razvijaju u obliku oblaka tipa Cirrus (cirusna forma). Istovremeno, velika stabilnost stratosfere na visinama vrhova oblaka onemogućena vertikalna kretanja, pa se Cumulonimbus širi po horizontali, prerastajući na kraju u dobro poznati oblik nakovnja, Slika 9.10.

Slika 9.10



Oblak tipa Cumulonimbus ukazuje da je grmljavinska nepogoda dostigla najmanje stepen zrelosti, (prema: Lester F. P., 1995.).

Položaj nakovnja označava i pravac vetra na vrhu grmljavinske nepogode. Nakovanj se uvek prostire duž vetra, užim delom okrenutim niz vetar. Istovremeno, taj pravac se može smatrati i pravcem kretanja nepogode.

U vezi s prethodnim treba zapamtiti, da

- *grmljavinska nepogoda dostiže najveći intenzitet tokom stepena zrelosti i*
- *početak padavina ispod baze oblaka ukazije na razvoj nispone struje.*

Obično već početkom stepena zrelosti ćelija obične grmljavinske nepogode ukazuje na dolazak padavina i postojanje udara vetra pri tlu. Međutim, javljaju se i izuzeci. Za ovu priliku navedimo dva najčešća izuzetka.

1. Oblak tipa Cumulus može produkovati pljusak i pridruženo nispono strujanje, a da ne dostigne stepen zrelosti. U tom slučaju, munje i grmljavine se ne pojavljuju.
2. Zbog male vlažnosti u prizemlju, kakva se često javlja u suvim regionima, a naročiti leti, stepen zrelosti može da se formira uz vrlo visok nivo kondenzacije. Tada, baza oblaka Cumulonimbus (grmljavinske nepogode) može biti na 10 000 ft od tla ili više. U ovakvim nepogodama visoke baze, munje i grmljenje se pojavljuju, ali padavine često ispare pre nego što dostignu tlo. U tom slučaju, osmotri se samo veo padavina između tla i baze oblaka, poznat kao **virga**, Slika 9.11. Ovakve kombinacije grmljavina i udara vetra u odsustvu padavina često prouzrokuju šumske požare. Takođe, uprkos slaboj kiši, udruženo nispono strujanje i udari vetra mogu proizvesti opasne vremenske pojave za letenje. O svemu ovome će više informacija biti saopšteno u Delu III.

Slika 9.11



Virga ukazuje na pojavu padavina iz oblaka tipa Cumulonimbus, koje nikada ne dostignu tlo, (prema: Lester F. P., 1995.). Nevidljiva nispona struja, često nastavlja da se kreće ispod virge, čak i do tla.

Ako su padavine koje produkuju nisponu struju ekstremno jake i kratkotrajne, nastala donja struja se klasifukuje kao **mikroizliv** (***microburst*** - engleska kovanica predložena od naučnika T. Fujite, vidi Glavu 11). Postojanje ove pojava u oblasti poletanja i sletanja vazduhoplova dovodi do smicanje vetra, pa se zbog toga smatra izuzetno opasnom vremenskom pojavom. Pored toga, ako padavine dostignu tlo, a može i bez toga, dolazi do odbijanja (hladne) donje struje od tla. Time se nispona struja izazvana padavinama uglavnom ravnomerno (radijalno) rasprostire u svim horizontalnim pravcima. To stvara dodatno smicanje vetra (udare vetra) daleko izvan ivica same ćelije grmljavinske nepogode. Zbog svega ovoga, ovi procesi će kao značajni izazivači opasnih vremenskih pojava biti posebno diskutovani u Delu III.

STEPEN DISIPACIJE

Tridesetak minuta ili približno toliko od stvaranja, pojedinačna ćelija obične grmljavinske nepogode dostiže **stepen disipacije**. Kao što je prikazano na desnoj strani panela na Slici 9.8, padavine i donja struja se šire kroz donje nivoe grmljavinske nepogode, presecajući usponu struju. Pošto se izvor energije za širenje grmljavinske nepogode nalazi u toploti i vlazi iz prizemnih slojeva, presecanje uspone struje dovodi do stišavanja nepogode. Padavine se bez izvora vlage smanjuju, a unutrašnjost grmljavinske nepogode dobija slojastu stratifikaciju uz postepeno raspadanje. Istovremeno, nakovanj često ostaje duže od ostalih delova jer je sastavljen od leda.

Korisno je znati da se osmatranjem samo nakovnja, ne može tačno odrediti stepen u razvoju grmljavinske nepogode, dok se ponekad, samo na osnovu nakovnja ne može odrediti ni prisustvo nepogode. Takođe, treba zapamtiti da je u stepenu disipacije dominantna nispona struja.

Mada je trajanje pojedinačne ćelije obične grmljavinske nepogode manje od jednog sata, neobično je da naš susret sa grmljavinskom nepogodom ponekad traje mnogo duže. Kako je to moguće? Objašnjenje se krije u činjenici, da se u takvim situacijama obavezno radi o susretu sa višestruko ćelijskom ili super ćelijskom grmljavinskom nepogodom, čije je trajanje duže, a efekti pokrivaju veće područje.

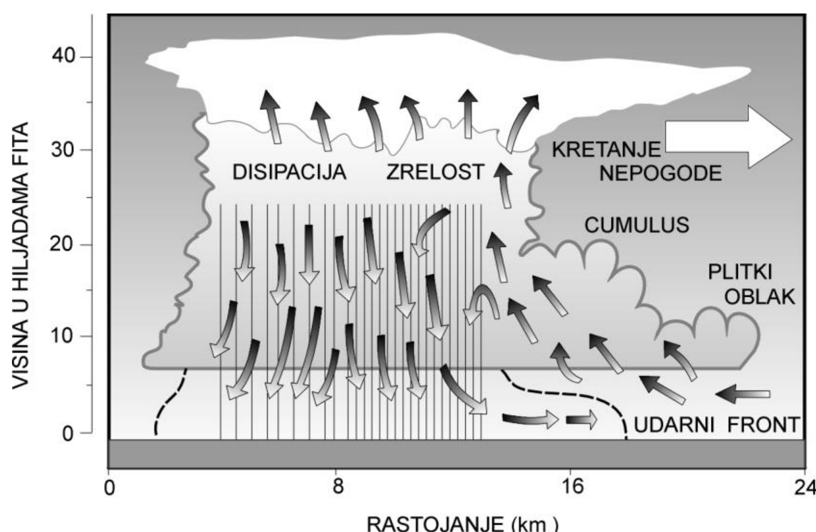
VIŠESTRUKO ĆELIJSKA GRMLJAVINSKA NEPOGODA

Životni ciklus višestruko ćelijske grmljavinske nepogode vrlo liči na ciklus ćelije obične grmljavinske nepogode. Ovakva ćelija se održava u dužem životnom ciklusu kroz međusobnu interakciju više ćelija obične grmljavinske nepogode koje su u različitim stepenima razvoja, Slika 9.12.

karakteristika. Tada se obavezno pojavljuje; promena pravca vetra, vetar dobija na snazi i duva u rafalima, pritisak se povećava, a temperatura se smanjuje.

Dugo posle disipacije grmljavinske nepogode može da postoji ostatak udarnog fronta, odnosno, ostatak gomile hladnog vazduha. Uočeno je da ako postoji kretanje ostatka gomile hladnog vazduha u nestabilnoj oblasti ili u uslovima postojanja frontova ili drugih izvora usponog kretanja može se razviti nova konvekcija. To često generiše

Slika 9.12



Višestruko ćelijska grmljavinska nepogoda ima ćelije u različitim stepenima razvoja. Strelice ukazuju na strujanje vazduha. Vertikalne linije na levoj strani ukazuju na padavine. Granice hladnog i nispono krećućeg vazduha nagomilanog ispod baze grmljavinske nepogode (jezero hladnog vazduha) prikazane su isprekidanim linijama. Na desnoj strani je označen udarni front.

Ključ za duži život višestruke ćelije je u razvoju **udarnog fronta** grmljavinske nepogode. To je oštra granica koja se nalazi na ivici gomile hladnog vazduha dovedenog nisponom strujom i raširenog ispod grmljavinske nepogode. Glavna uspona struja višestruko ćelijske nepogode je upravo iznad udarnog fronta. Ona je na nižim nivoima nagnuta ka frontu i nalazi se u prednjem delu nepogode. **Plitki oblaci** ispred nepogode često ukazuju na uspono kretanje preko udarnog fronta.

Vidimo da se dominantna uspona struja unutar grmljavinske nepogode nalazi s prednje strane u odnosu na pravac kretanja nepogode. Tako, nove ćelije se razvijaju ispred grmljavinske nepogode potpomognute podizanjem nestabilnog vazduha uz udarni front. U isto vreme, udarni front se održava hladnim vazduhom dobijenim iz nispone struje sa zadnje strane grmljavinske ćelije koja je u stepenu zrelosti i/ili disipacije. Prethodno opisan proces regeneracije ćelije objašnjava zašto višestruko ćelijska grmljavinska nepogoda ima dejstvo na veću oblast i duže traje od pojedinačne ćelije obične grmljavinske nepogode.

Snažni deo udarnog fronta se obično kreće nekoliko kilometera ispred grmljavinske nepogode u smeru kretanja ćelije. Kada udarni front pređe neku oblast, čini se kao da je prošao front mezorazmernih

kasniju grmljavinsku nepogodu, koja čak može nastaviti kretanje i tokom noći, često prelazeći stotinak i više kilometera.

Višestruko ćelijske grmljavinske nepogode variraju široko u intenzitetu. One mogu proizvoditi dominantno konvektivno vreme kada su organizovane u mezorazmerne konvektivne sisteme. Struktura ovih sistema biće diskutovana u poslednjem odeljku ove glave.

SUPER ĆELIJSKA GRMLJAVINSKA NEPOGODA

Višestruko ćelijske grmljavinske nepogode povremeno proizvode snažno konvektivno vreme, dok super ćelijske grmljavinske nepogode skoro uvek produkuju jednu ili više ekstremnih karakteristika konvektivnog vremena. U takve karakteristike spadaju fenomeni, kao što su:

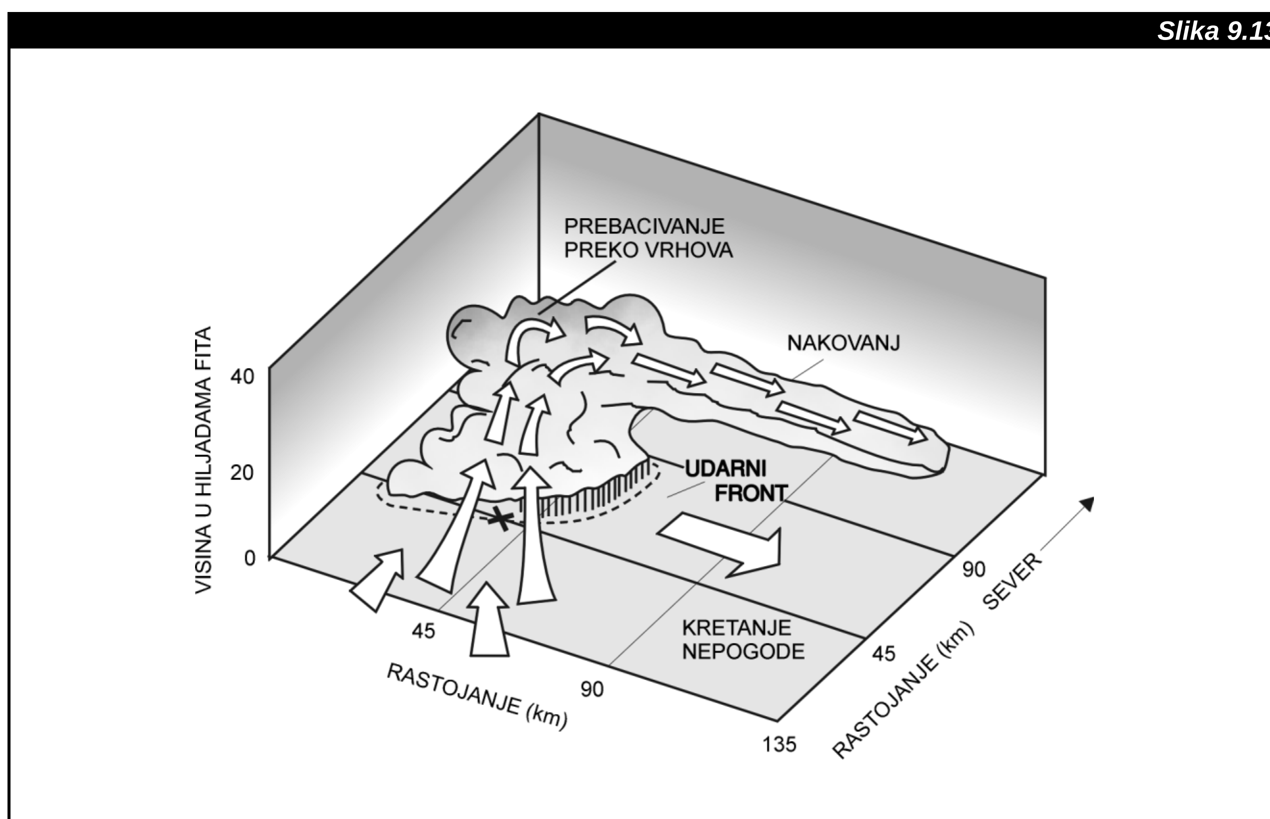
- vrlo jak vetar,
- veliki grad i/ili
- tornada.

Skoro bilo gde u umerenim širinama mogu se pojavljivati super ćelijske nepogode. Za to je potrebno da postoji ekstremna nestabilnost i posebno prisutni uslovi između graničnog sloja i vetra u višim slojeva. Unutrašnja struktura super ćelije je mnogo komplikovanija nego što su to strukture pojedinačnih i višestrukih ćelija. Ova komplikacija se odnosi, kako na način stvaranja veličine ćelije, tako i na njen intenzitet i trajanje. Skoro uvek, oblik super ćelije u nekoj okolini odlikuje se karakterističnim nagibom i uvrnutošću uspone struje grmljavinsjke nepogode. Da bi detaljnije ilustrovali ovakvu vrstu cirkulacije, neophodno je da koristimo trodimenzionalni model nepogode, Slika 9.13.

Udarni front stvoren ovim dvema nisponim strujama prikazan je isprekidanom linijom na tlu.

Postoje dve važne razlike između strukture pojedinačne ćelije i super ćelije. One su u tome što je super ćelija mnogo veća od pojedinačne ćelije i što su kod super ćelije uspona struja i dve nispone struje izazvane padavinama uvek razdvojene. Promena u pravcu vetra, od prizemnog južnog i jugoistočnog, do visinskog zapadnog, jesu ključ ove strukture. Ovo vertikalno smicanje vetra uzrokuje da se ne mogu sukobiti dve nispone struje izazvane padavinama i uspona struja, koja tako nesmetano pomaže u obnavljanje ćelije. Ova struktura dozvoljava super ćeliji da razvije snažnu i izdržljivu usponu struju. Ovo je glavni razlog zašto super ćelija traje duže i dostiže mnogo veću veličinu i intenzitet od pojedinačne ćelije obične grmljavinske nepogode. Takođe, ovo objašnjava i zašto se u nekim uputstvima o

Slika 9.13



Perspektivni prikaz super ćelijske grmljavinske nepogode. Radi jasnoće, obeležena je samo uspona struja. U prikazanom primeru super ćelija se kreće na istok.

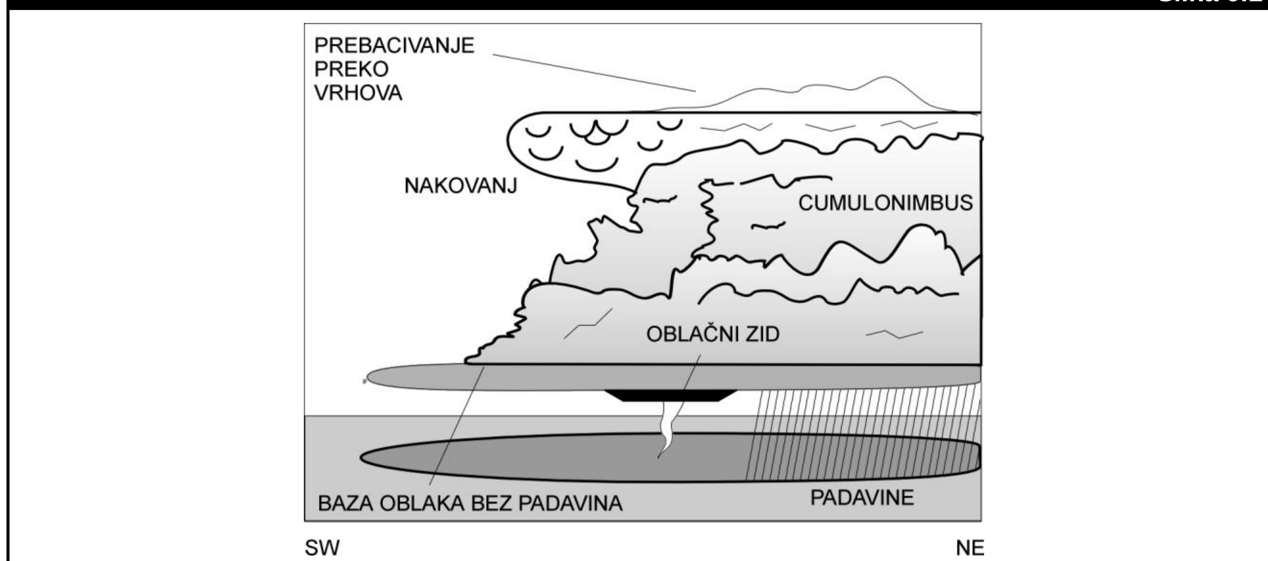
Uspona struja unutar nepogode dolazi sa jugoistočne strane. Podizanje vazduha je snažno, a postojana uspona struja je nagnuta ka severozapadu. Ispupčenja na vrhu grmljavinske nepogode ukazuju da se uspona struja prebacuje preko vrhova nakovnja. Ovako formirana uspona struja pod uticajem jakih zapadnih vetrova na visini, sada uglavnom horizontalna, uvija se ka istoku u pravcu nakovnja.

Glavna zona nisponog strujanja uzrokovanog padavinama događa se severno od uspone struje. Ona je vidljiva kao šrafirana oblast padavina na Slici 9.13. Ako je super ćelija u razvoju postoji i druga nispona struja. Ona se prostire zapadno od uspone struje i nije vidljiva na slici.

vazduhoplovnom vremenu za jake grmljavinske nepogode upotrebljava izraz: grmljavinska nepogoda "izdržljivog stanja".

Horizontalno razdvojene vertikalne struje u super ćeliji mogu biti bolje procenjene kada se nepogoda osmatra iz prizemlja. Postavimo osmatrača da gleda superćeliju iz jugoistočnog pravca, na primer, u tačni X na Slici 9.13. Pogledom otkrivene karakteristike oblaka super ćelijske grmljavinske nepogode prikazane su na Slici 9.14.

Slika 9.14



Prizemni pogled na super ćelijsku grmljavinsku nepogodu iz tačke X *na Slici 9.13.*

Ispod oblaka na desnoj (severoistočnoj) strani oblast nispone struje je indicirana padavinama. Suprotno, na levoj (jugozapadnoj) strani je oblast baze oblaka bez padavina. Oblast nepogode u sredini (zapadna strana) je vrlo blizu glavnoj usponoj struji. U toj oblasti deo baze oblaka bez padavina može se pojaviti na nižoj visini. Taj deo oblaka se naziva **oblačni zid**. Često je vidljivo značajno rotiranje ovog oblaka. U stvari, ovo je lokacija gde se u jakoj super ćeliji mogu pojavljivati i snažna tornada, pa je verovatno rotiranje oblačnog zida neka vrsta predhodnice tornada. Ispupčenja koja se pojavljuju ispod nakovnja imaju izgled sisa i poznata su kao oblaci tipa Mammatus.

Super ćelija može postojati, kako izolovano, tako i kao mezorazmerni konvektivni sistem sastavljen od višestrukih ćelija ili drugih super ćelija, organizovanih u linije i/ili klastere grmljavinskih nepogoda, o čemu rasprava tek sledi.

TORNADO I SRODNE CIRKULACIJE

Tornado je žestoko rotirajući stub vazduha koji se stvara ispod oblaka tipa Cumulonimbus. Kao što je prethodno opisano, u okolini oblačnog zida super ćelije postoji unutrašnja cirkulacija koja svojom rotacijom pomaže stvaranje tornada, Slika 9.15 Tornado i njemu slične pojave spadaju u ciklostrofski tip cirkulacije. Setimo se (vidi Glavu 4, Odeljak C), ovakve cirkulacije se javljaju u ciklonima u čijem je centru veoma snižen pritisak. Tornado koji ne dostiže tlo naziva se **levkast oblak**.

Tornado je pojava koja se prvenstveno javlja u Severnoj Americi u toku aprila, maja i juna meseca. Naziv potiče od španske reči koja označava jaku grmljavinsku nepogodu u tropskoj Africi. Intenzitet tornada široko varira, pri čemu brzina vetra može da prelazi 180 kt. Zanimljivo je da tornada stvaraju najveće brzine vetra na planeti Zemlji. Na primer, maksimalne vrednosti su procenjene na 460 km/h. Tornado ima razmere od 90 m do 600 m u prečniku, mada su u ekstremnim slučajevima bili osmotreni prečnici i od oko 1 800 m. Pošto se preovlađujući vremenski uslovi u kojima nastaje tornado na teritoriji Severne Amerike kreću od jugozapada prema severoistoku, to se i tornada kreću istim putevima. Njihova brzina kretanja iznosi oko 30 kt. Životni vek tornada je tipično oko nekoliko minuta, ali bili su dokumentovani slučajevi tornada koji su trajali i tri sata.

Slika 9.15



Tornado ispod baze oblaka tipa Cumulonimbus, (prema: Lester F. P., 1995.).

Tornadima velike snage, koji proizvode dosta štete, obično su pridružene i jake grmljavinske nepogode. Zbog razornog dejstva tornada, mesta na tlu koja on dodirne pretvaraju se u pravu pustoš. U njemu se javlja jaka uspona strujanja koja je u stanju da podigne iznad tla čitave manje zgrade, stvari i ljude u njima. U centru tornada su zabeleženi slučajevi pada pritiska od 60 hPa i više u odnosu na pritisak van tornada. Zbog toga, njegov prolazak često izaziva prskanje predmeta u kojima pritisak ne stigne dovoljno brzo da se izjednači, kao što je, na primer, pucanje staklenih boca ili izletanje čepova iz zatvorenih boca. Mnoge štete koje se pripisuju tornadu, uzrokovane su prisustvom jednog ili više **usisavajućih vrtloga**. To su mali (oko

10 m u prečniku), vrlo intenzivni levkovi koji rotoraju unutar velikog levka tornada.

Često se pojavljuju tornada iz manje snažnih grmljavinskih nepogoda, što je znak da su i oni slabiji. Tornado koji se pojavljuje iznad vodenih površina naziva se **vodena pijavica**, Slika 9.16. Vodena pijavica u proseku ima manju snagu od tornada iznad kopnenih površina. To je vrtlog koji se formira iznad tople vode blizu razvijajućih oblaka tipa Cumulus ili Cumulonimbus. Po pravilu vodene pijavice, pored toga što su slabog intenziteta, imaju osobine da kratko traju i sporo se kreću.

Slika 9.16



Vodena pijavica ispod baze oblaka tipa Cumulonimbus, (prema: Međunarodnom atlasu oblaka, 1959.).

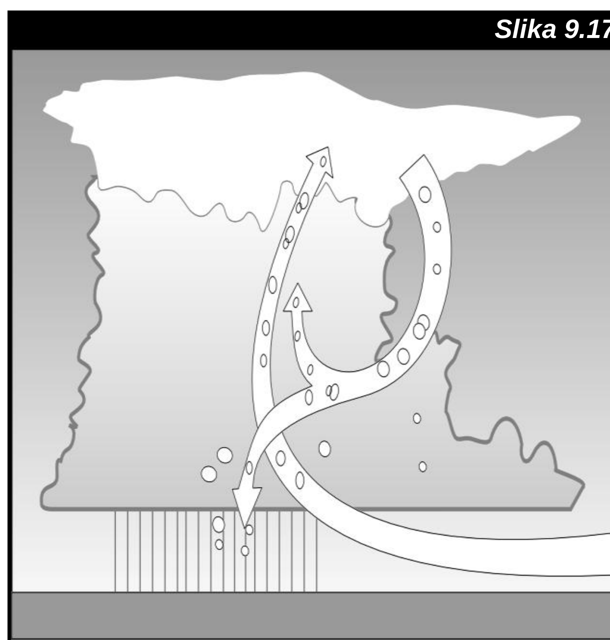
Tornadu slični vrtlozi poznati pod nazivom **gastnada** (*gustnadoes* američka kovanica napravljena po uzoru na *tornadoes*) ponekad se pojavljuju blizu udarnog fronta i ivica jakih nisponih struja izazvanih padavinama. Ove cirkulacije su sličnog intenziteta kao trombe, a izazivaju ih jaka horizontalna smicanja vetra i jake uspone struje.

Hladni vazdušni levak je slab vrtlog koji se povremeno razvija uz pljusak kiše u slabijim grmljavinskim nepogodama. Ovaj vrtlog retko dostigne tlo.

GRAD

Vodene kapi osmotrene u pljusku kiše iz konvektivnih oblaka su značajnih veličina. One su mnogo veće, nego, na primer, kapi koje padaju iz oblaka tipa Nimbostratus. Jedan od glavnih razloga za ovakav odnos njihovih veličinu leži u znatno jačem usponom kretanju u oblacima tipa Cumulus i Cumulonimbus, nego što je to u oblaku tipa Nimbostratus. Drugi produkt jakog usponog kretanja je grad. U Glavi 6 dat je pojednostavljen prikaz njegovog nastanka kroz opis procesa rasta grada. Pošto je ovaj proces moguć samo u oblacima tipa Cumulonimbus, pridružimo sada prethodnom opisu, kako grafički prikaz ovog procesa, tako i konture oblaka, Slika 9.17.

Slika 9.17



Strelice pokazuju tokove kretanja kristala leda u procesu rasta grada i konture Cb oblaka.

Važno je uočiti da se grad proteže po svim nivoima kroz grmljavinsku nepogodu, sve do 45 000 ft od tla. Takođe, vidi se da grada može biti čak i u prostoru van oblaka (desna strelica). Smatra se da grad prečnika zrna većeg od od 19.0 mm stvara opasnost za živote i imovinu na tlu i u vazduhu.

GRMLJAVINA

Grmljavina predstavlja pojavu ili skup pojava izazvanih električnim pražnjenjem u grmljavinskoj nepogodi. Elektična pražnjenja mogu da se događaju u oblaku, između oblaka, između oblaka i podloge, a povremeno između oblaka i čistog vazduha. Grmljavinu čine dve manifestuje.

1. **Sevanje** ili bljesak svetlosti, što je poznato i pod nazivom **munja**.
2. **Grmljenje** je oštar zvuk sličan zvuku kotrljajućeg kamenja.

Razgranato sevanje se naziva **rakljasto sevanje**, a pripadajuća pojava **rakljasta munja**. Munje koje se dešavaju unutar oblaka svetle difuzno, zbog čega se često opisuju kao **munje iza čaršava (zavese)**.

Električno pražnjenje nastaje stvaranjem razlike u električnom naponu od oko 1 000 000 V (Volt) na rastojanju od 1 m. U prostoru gde se dogodi električno pražnjenje (**kanal pražnjenja**), vazduh se zagreje više od 27 000 ^{0}C. To dovodi do njegovog naglog širenje i stvaranja **udarnog talasa**. Ovaj talas se kreće brzinom zvuka (oko 305 m/s) od izvora ka uhu posmatrača kao grmljenje, dok munja putuje brzinom svetlosti (300 000 km/s) do oka posmatrača. Tako, razlika u vremenu putovanja ove dve grmljavinske manifestacije postaje sve veća povećavanjem udaljenosti od grmljavinske nepogode. Na primer, kod vrlo udaljenih grmljavina, prođe i više od desetak sekundi, dok se nakon sevanja ne čuje i grmljenje.

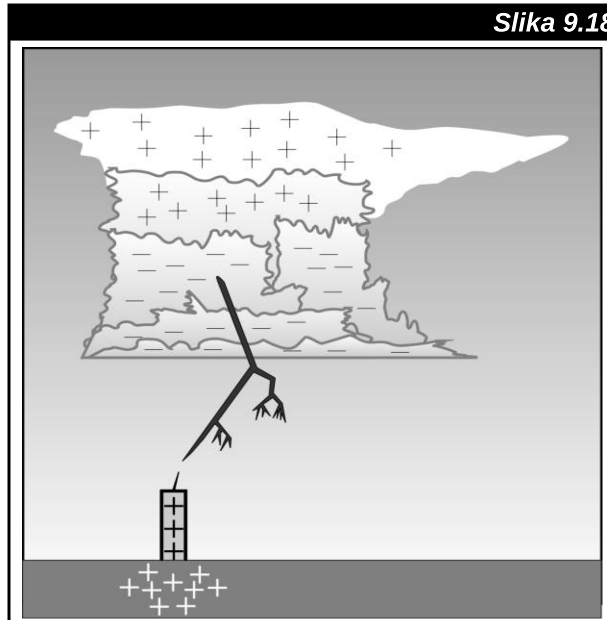
Da bi se dogodilo električno pražnjenje, pre toga je potrebno da se obavi razdvajanje različitog (pozitivnog i negativnog) naelektrisanja. Na primer, izgleda da do efikasnog razdvajanja može doći delovanjem gravitacije ili konvekcije na oblačne deliće (vodene kapi, kristali leda i grad) različitih dimenzija, na kojima su prethodno razvijena suprotna naelektrisanja. Ustanovljeni su brojni procesi koji mogu stvoriti elektricitet na oblačnim delićima, mada nije jasno koji je proces najvažniji. Na primer, delići mogu biti naelektrisani u sudaru toplijih dolazećih zrna grada i hladnijih kristala leda. Pri tome se u njihovom kontaktu stvaraju joni različitih naelektrisanja razmešteni po različitim vrstama oblačnih delića. Takođe, naelektrisanje se može stvarati i u procesu rasparčavanja i/ili zamrzavanja oblačnih delića. U nekim slučajevima, jako negativno naelektrisanje delića se postavlja u nižim delovima oblaka, a suprotno pozitivno naelektrisanje prelazi na vrhove oblaka. Ovakvu raspodelu naelektrisanja u oblaku potpomaže i pozitivno naelektrisanje podloge. Tom prilikom ona privlači suprotno naelektrisanje oblaka, Slika 9.18.

Kada razlika električnog napona između delića postane dovoljno velika (1 000 000 V po 1 m), događa se grmljavina. **Grmljavinski udar** ili **grom** je događaj u trenutku elektičnog pražnjenja. Pražnjenje počinje od nispono krećućeg nevidljivog **silaznog trasera**, pomoću kojeg se naelektrisanje prenosi, na primer, od baze oblaka do podloge. Blizu tla, silazni traser susreće nevidljivi **izlazni traser** koji prenosi suprotno (pozitivno) naelektrisanje. Kada se ova dva trasera spoje, kroz stvoreni jonizovani kanal vazduha (kanal pražnjenja) počinju električna pražnjenja. Prvo pražnjenje se događa blizu mesta spajanja suprotno naelektrisanih i krećućih trasera (grom). U prikazanom i opisanom slučaju to se dešava blizu tla. Pored toga, dešava se i jasan grmljavinski udar nazad, ka oblaku (**povratni udar**), trasom obeleženog pozitivnog naelektrisanja preko uspostavljenog kanala pražnjenja. Početno pražnenje je često praćeno jakim takozvanim **vodećim munjama**, a nastavlja se povratnim udarima.

Grmljavinski udar između oblaka i podloge, kao jedan od najopasnijih oblika grmljavinskog pražnjenja, dosta zavisi od konfiguracije tla. Visoke tačke na površini Zemlje, kao što su; planinski vrhovi, visoke zgrade, visoko drveće, antene i tornjevi posebno su osetljivi na gromove. To je zbog toga, jer su pozitivno naelektrisani vrhovi delova tla bliži bazama oblaka, nego što su to niži delovi. Zato se u oblastima gde postoji visoka učestalost grmljavinskih nepogoda, mnogi objekti štite od gromova stavljanjem visokih provodnika iznad zgrada (tzv. gromobrani) povezanih sa podlogom, kako bi se glavnina električnog pražnjenja obavila preko ovih provodnika, a ne kroz objekat.

Tipična grmljavinska nepogoda produkuje 3-4 sevanja u minuti, dok jake nepogode mogu produkovati i više munja. Mada postoji velika promenjivost u broju produkovanih gromova, trebalo bi znati da samo 10 % - 25 % gromova otpada na grmljavinska pražnjenja između oblaka i podloge. Tako, mnoga pražnjenja se dešavaju unutar grmljavinske nepogde. O grmljavinskim udarima tokom leta, koji su definitivno opasne vremenske pojave, biće diskutovano u Delu III.

Slika 9.18



Naelektrisanje u konvektivnom oblaku. Na njegovoj gornjoj polovini smešteno je pozitivno, a na donjoj negativano naelektrisanje, dok je podloga naelektrisana pozitivno.

Odeljak E

GRMLJEVINSKE NEPOGODE I OKOLINA

Grmljavinske nepogode i fenomeni koji se razvijaju u njihovom prisustvu, kao što su; nispono strujanje izazvano padavinama, udarni front i tornado ugnežđeni su u cirkulacije velikih razmera, koje proizvode pogodne uslove za razvoj grmljavinskih nepogoda. Posmatanjem okoline pokušaćemo da odgovorimo na sledeće pitanje. Gde, kada i zašto se dešavaju grmljavinske nepogode?

USLOVI ZA RAZVOJ

Da bi se formirale grmljavinske nepogode dva zahteva moraju biti ispunjena:

- vazduh mora imati veliku **potencijalnu nestabilnost** i
- mora postojati izvor **početnog dizanja**.

Potencijalno nestabilan sloj vazduha, nije samo onaj koji je uslovno nestabilan, već se to odnosi i na vazduh visokog sadržaja vlage. Ako se takav vazduh dovoljno podigne, desiće se značajna konvekcija i grmljavinska nepogoda. Na drugoj strani, ako je vazduh stabilan, a nema dovoljnu količinu vlage, samo dizanja može izazvati razvoj grmljavinske nepogode. Dakle, početno dizanje je minimalan uslov za realizaciju potencijalne nestabilnosti. *Treba zapamtiti da su neophodni uslovi za formiranje oblaka tipa Cumulonimbus:*

- *akcija dizanja i*
- *nestabilnost i vlažnost vazduha.*

Makrorazmerne i mikrorazmerne cirkulacije u kojima su ugnežđene grmljavinske nepogode obezbeđuju potencijalnu nestabilnost donoseći topao i vlažan vazduh u niže slojeve. Nestabilnost može biti uzrokovana i donošenjem hladnog vazduha na visinu, zato što se time povećava vertikalni gradijent temperature. Početno dizanje je obezbeđeno zagrevanjem podloge, orografijom, frontovima, konvergencijom u nižim slojevima i divergencijom u višim slojevima. Iz svega sledi, da se oblasti pogodne za razvoj grmljavinskih nepogoda obično nalaze blizu izvora vlage i uzroka usponog kretanja. Neke grmljavinske nepogode imaju striktne zahteve za uključenje vrlo visoke potencijalne nestabilnost, plus jedinstveno smicanje vetra, kako bi se grmljavinskoj nepogodi obezbedili neophodni nagib i rotacija da bi se proizvela super ćelija.

Ako shvatamo relacije između nastalih grmljavinskih nepogoda, cirkulacija velikih razmera i geografije regiona, tada bi trebalo da razumemo i predviđamo razvoj grmljavinskih nepogoda. U tekstu koji sledi istražićemo mnogo zajedničkog u tim relacijama. Korisno je da nam pri tome polazna tačka bude klimatologija.

KLIMATOLOGIJA

Ako globalno posmatramo raspodelu grmljavinskih nepogoda, za ovu priliku je dovoljno reći sledeće. Glavna grmljavinska aktivnost na globusu postoji na kopnu u tropskim predelima u Africi, Centralnoj i Južnoj Americi, Indiji, Indokini i Indoneziji. U ovim oblastima skoro svakodnevno u popodnevnim časovima dolazi do stvaranja grmljavinskih nepogoda. One su uslovljene iz tri razloga:

- usponim kretanjem vazduha usled efekata intertropske zone konvergencije (ITZK),
- velikom vlagom i
- obdaničnim zagrevanjem.

U navedenim tropskim, kao i u drugim geografskim predelima, grmljavinske nepogode su manje učestale iznad okeana, nego iznad kopna. Glavni razlog je u homogenijoj strukturi vode i njenom sporijem zagrevanju u odnosu na kopno, čime su umanjeni efekti obdaničnog zagrevanja.

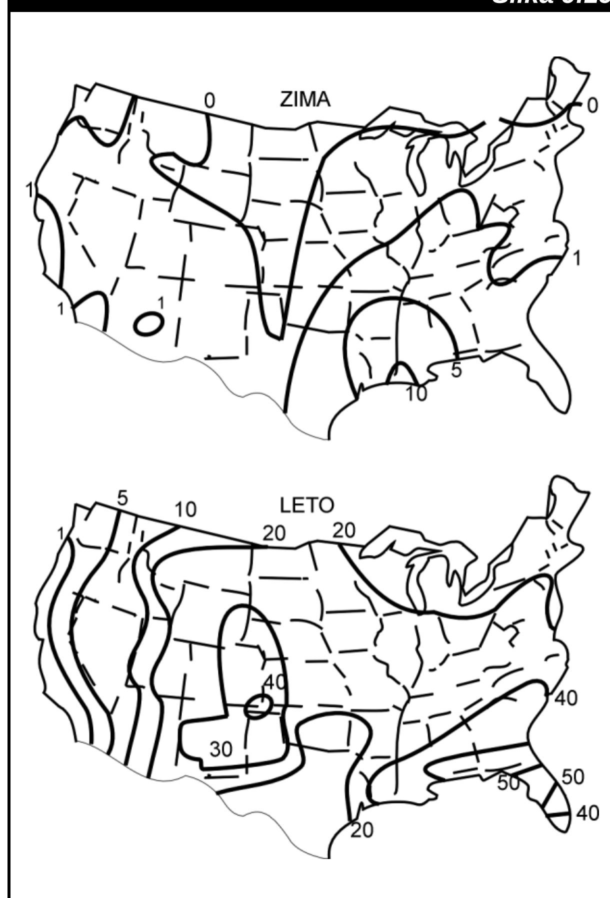
Grmljavinske aktivnosti nisu u toku dana ravnomerno raspoređene. Iznad kopna su najčešće tokom popodneva između 14 LT i 20 LT, a najređe su oko 3 LT. Ovakva raspodela je direktno posledica solarnog zagrevanja. Zbog smanjene stabilnosti vazduha izazvanog solarnim zagrevanjem učestalost grmljavina je najveća u popodnevnim satima. Suprotno, stabilnost se povećava tokom noćnog hlađenja. Iznad mora je dnevni hod mnogo slabije izražen i obrnuto je postavljen. Najčešće se grmljavinske nepogode događaju noću, a najređe su u toku obdanice.

Konkretnu klimatološku analizu grmljavinskih nepogoda daćemo za područje SAD, Slika 9.19. Leto je daleko najaktivnija sezona. U mnoge grmljavinske nepogode nastale na istočnim stranama Stenovitih planina, uračunata je pomoć potencijalno nestabilnog vazduhu iz Meksičkog zaliva. Visok broj grmljavinskim nepogodama u vlažnim tropima u oblasti poluostrva Floride, uzrokovan je konvergencijom vetra s mora i obdaničnim zagrevanjem kopna. Istovremeno, visoka učestalost grmljavinskih nepogoda preko južnih delova Stenovitih planina je dostignuta zbog pomoći orografskog dizanja, dobre vlage i obdaničnog zagrevanja. Povećana aktivnost grmljavinskih nepogoda u vrlo toplim pustinjskim jugozapadnim delovina SAD dešava se tokom jula i avgusta, ako vlažan vazduh dosegne ove oblasti.

Grmljavinske nepogode su manje učestale na zapadnim obalama. To se objašnjava spuštanjem vazduha oko Pacifika u regionu visokog pritiska, što povećava stabilnost vazduha, posebno leti. Pored toga, voda preko Zapadne obale je mnogo hladnija, nego ona iznad Meksičkog zaliva. To, takođe, povećava stabilnost vazduha u nižim slojevima. Zbog toga, neke lokacije duž obale imaju manje grmljavinskih nepogoda leti, nego zimi.

Klimatologija o grmljavinskim nepogodama obezbeđuje samo "prvu procenu" o tome, gde i kada se grmljavinske nepogode mogu lako razviti. Međutim, obazrivost u korišćenju ovakvih informacija mora biti prisutna, jer aktuelna slika može dosta da varira od klimatoloških vrednosti. U narednom delu istražićemo neke od tih varijacija.

Slika 9.19



Izo linije prikazuju srednji broj (čestina) dana u kojima se javljaju grmljavinske nepogode tokom zime i leta.

ODREĐIVANJE NESTABILNOSTI

Postoji mnoštvo načina za ocenu nestabilnosti atmosfere. Praktičan pristup za ocenu potencijalne nestabilnosti pogodne za stvaranje grmljavinskih nepogoda postiže se upotrebom **indeksa stabilnosti**. Postoji više metoda za njegovo dobijanje. Navedimo dva najpoznatija.

Ideks dizanja se dobija kao razlika između osmotrene temperature na 500 hPa i temperature delića vazduha koju bi on dobio, ako bi se podigao od graničnog sloja do nivoa od 500 hPa. Tom prilikom se u procesu dizanja uzima u obzir kondenzacija, odnosno, oslobođena latentna toplota. Time je obezbeđeno da se na dobijenu razliku temperature uključi i uticaj vlage. Na primer, ako je temperatura osmotrena na 500 hPa manja od temperature delića podignutog na taj nivo, indeks dizanja je negativan (nestabilno), a grmljavinske nepogode su izvesne. Relacije između indeksa dizanja i jačine grmljavinskih nepogoda prikazane su u Tabeli 9.1.

***K* indeks** je drugi često upotrebljavani indeks stabilnosti. On je koristan za obezbeđivanje verovatnoće pojavljivanja obične grmljavinske nepogode. Slično kao i indeks dizanja, *K* indeks se određuje iz tekuće sondaže. On se definiše kao:

Tabela 9.1

INDEKS DIZANJA	ŠANSA ZA SNAGU GRMLJAVINSKE NEPOGODE
0 do -2	Slaba
-3 do -5	Umerena
Manje ili jednako -5	Jaka

Vrednosti indeksa dizanja sleva se odnose na jačinu grmljavinske nepogode opisane sdesna. Treba zapamtiti da indeks dizanja ocenjuje jačinu grmljavinske nepogode, a ne verovatnoću njenog pojavljivanja.

$$K = \underbrace{(T_{850} - T_{500})}_{A} + \underbrace{TD_{850}}_{B} - \underbrace{(T_{700} - TD_{700})}_{C},$$

gde su *T* i *TD* osmotrena temperatura vazduha i temperatura tačke rose u stepenima Celzijusovim na nivoima 850 hPa, 700 hPa i 500 hPa, označenih u podskriptu. Na prvi pogled se možda čini da je računanje *K* indeksa komplikovano, ali je zato njegova meteorološka interpretacija jednostavna.

Član A je mera vertikalnog gradijenta temperature između nivoa 850 hPa i 500 hPa. Ako je to veliki pozitivan broj, vazduh toga sloja je stabilan. Član B je mera vlage na nivou 850 hPa. Ako je temperatura tačke rose visoka, tada postoji velika verovatnoća da doprinos nestabilnosti od latentne toplote, oslobođene usled zasićenja, bude realizovan kada se vazduh uspono kreće. Član C, uključujući i znak minus, jednostavna je mera suvoće vazduha na nivou 700 hPa. Kada je razlika između temperature i temperature tačke rose velika, vazduh je na tom nivou suv. Ovaj član ima negativan doprinos nestabilnosti. Na osnovu prethodnog sledi da kada atmosfera ima obilje vlage i kada je vertikalni gradijent temperature veliki, *K* indeks će biti takođe veliki, a verovatnoća da se pojave obične grmljavinske nepogode biće velika. Tabela 9.2 pokazuje relacije između *K* indeksa i verovatnoće pojavljivanja običnih grmljavinskih nepogoda.

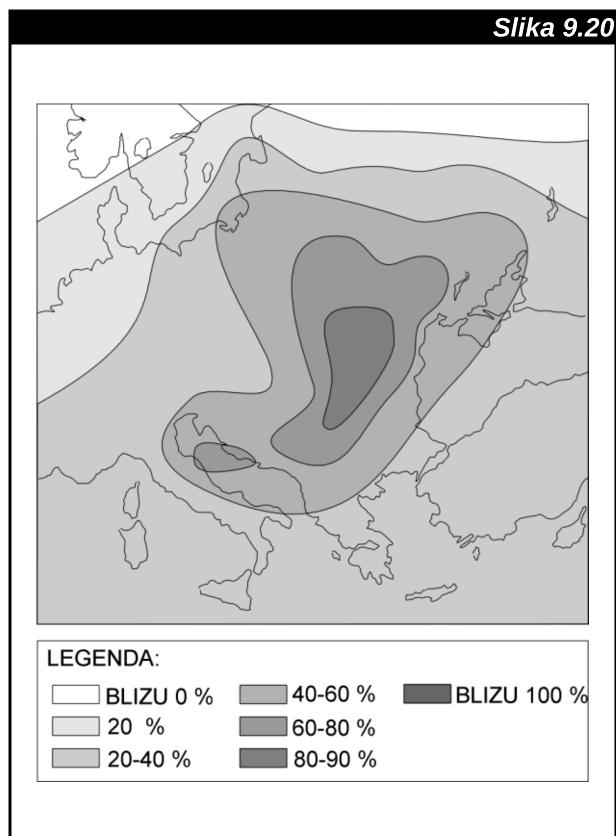
Tabela 9.2

K indeks	VEROVATNOĆA GRMLJAVINSKE NEPOGODE (%)
manji od 15	blizu 0
od 15 do 20	20
od 21 do 25	od 20 do 40
od 26 do 30	od 40 do 60
od 31 do 35	od 60 do 80
od 36 do 40	od 80 do 90
veći od 40	blizu 100

Vrednosti K indeksa dati sleva odnose se na verovatnoće pojavljivanja obične grmljavinske nepogode datih sdesna.

Indeks dizanja, *K* indeks ili njima slični metodi koriste se u mnogim državnim meteorološkim službama za određivanje uslova za pojavu i snagu grmljavinskih nepogoda. Iznad širih regiona ovi uslovi se prikazuju na tzv. **kartama (ne)stabilnosti**, Slika 9.20

Slika 9.20



Karta (ne)stabilnosti daje verovatnoću u procentima pojavljivanja običnih grmljavinskih nepogoda. Verovatnoća pojave je tim veća, što je oblast tamnija.

Tumačenje uvedene karte (ne)stabilnosti je vrlo jednostavno. Na primer, u oblastima koje su neobojene šanse za pojavom grmljavinske nepogode ne postoje, dok su u najtamnijoj oblasti šanse izvesne.

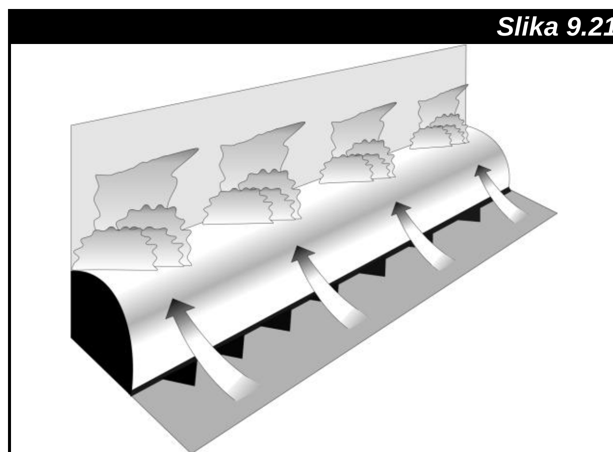
LINIJE GRMLJAVINSKIH NEPOGODA

Višestruko ćelijske grmljavinske nepogode se često formiraju preko linije čije su dimenzije mnogo veće nego što je prečnik pojedinačne ćelije. U tom slučaju, postoje takvi uslovi vetra koji proizvode uspono kretanje (početno dizanje) o kome smo govorili u Glavi 5. Takva dizanja uključuju frontalno dizanje i prizemnu konvergenciju.

MAKRORAZMERNI FRONTOVI

Hladni front često određuje liniju iznenadnog dizanja, jer je relativno brz i ima dosta strm nagib. Ako je potencijalna nestabilnost dovoljna, uspostaviće se duž linije fronta linija grmljavinskih nepogoda, Slika 9.21. Na ovaj način, preko hladnog fronta mogu da se stvore višestruko ćelijske grmljavinske nepogode. One obično postaju vrlo snažne, a često se stvaraju i jake super ćelijske grmljavinske nepogode.

Slika 9.21



Brzo krećući hladan vazduh i iznenadno dizanje mogu stvoriti liniju grmljavinskih nepogoda.

Svi hladni frontovi ne produkuju grmljavinske aktivnosti. Na primer, neki hladni frontovi mogu biti suvi (bez oblaka), istovremeno drugi mogu produkovati uglavnom Nimbostratuse i stalnu kišu ili pljuskove ali bez grmljavinskih nepogoda. Zbog ovakvih razlika u osobinama hladnog fronta, pored prizemne karte, važno je da se ispitaju i ostale informacije pridružene hladnom frontu, a koje bi mogle pomoći u određivanju grmljavinske nepogode. Na primer, to mogu bit radarski ili satelitski podaci (snimci).

Ponekad se u vazduhoplovnoj literaturi prethodno opisani tip grmljavinskih nepogoda naziva frontalna grmljavinska nepogoda. Ona se opisuje kao jaka grmljavinska nepogoda dužeg trajanja od obične nepogode nastale u pojedinačnoj ćeliji. Korišćenje ovakve terminologije se ne razlikuje od ovde predložene, jedino što treba imati u vidu da se pod terminom **frontalne grmljavinske nepogode** podrazumevaju kako višestruko ćelijske, tako i super ćelijske grmljavinske nepogode. U ovom tekstu se termin frontalna grmljavinska nepogoda više neće koristiti.

Grmljavinske nepogode mogu da se postave i preko toplog fronta. To se dešava kada nestabilan vazduh prelazi preko klina povlačećeg hladnog vazduha na nižim visinama. Ovo se naročito učestalo događa preko kopna u toplim mesecima. Ove situacije mogu biti posebno neprijatne. U njima su često grmljavinske nepogode sakrivene u slojastim oblacima. Zbog toga one ne mogu biti viđene sa tla ili iz vazduha, sem ukoloko visina gledanja nije iznad vrhova slojastih oblaka. Sličan problem se pojavljuje i na frontu okluzije.

LINIJA NESTABILNOSTI

Na početku ovog odeljka linija nestabilnosti je bila identifikovana kao mesto/linija razvoja jake grmljavinske nepogode. Ovde će se informacije o ovom fenomenu dopuniti. Tako, linija nestabilnosti je neprekidna ili isprekidana linija grmljavinskih nepogoda, koja nije postavljena duž linije fronta. Zatim, ona može imati dužinu od oko 200 km do nekoliko stotina kilometera. Njena dužina zavisi od stepena

nestabilnosti i promenjivosti vetra kroz troposferu. Duž linije nestabilnosti se mogu prostirati grmljavinske nepogode običnih (pojedinačnih), višestrukih i super ćelijskih struktura ili mešano, što sve zajedno izaziva i čini jaku grmljavinsku nepogodu.

Linija nestabilnosti se često razvija preko ili upravo ispred hladnog fronta u toplom sektoru ciklona. Tipičan položaj linije nestabilnosti u odnosu na baričke sisteme i frontove lepo ilustruje primer dat na Slici 9.22.

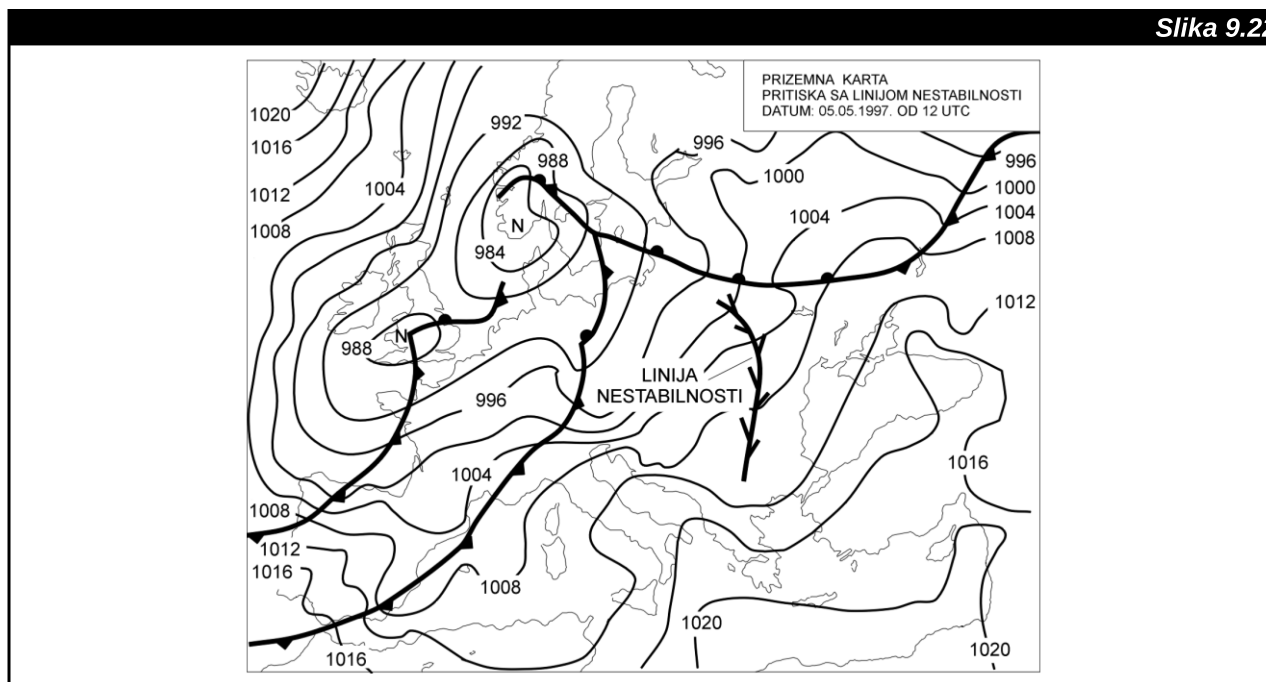
Jednom formirana višestruko ćelijska grmljavinska nepogoda ima sposobnost da regeneriše novu ćeliju. Ona time pomaže stvaranju linije nestabilnosti. Tako stvorena linija se kreće kroz topli sektor u pravcu vetra na visini od 500 hPa. Kada ona pristupa i prolazi neku lokaciju, izaziva slične efekte kao idealizovan hladni front. *Tako, bilo bi dobro zapamtiti da u susretu sa linijom nestabilnosti pilot treba da očekuje uništavajući vetar, dopunjen jakim smicanjem vetra, jak grad i pojavu tornada.*

OSTALE MEZORAZMERNE LINIJE

Postoji i nekoliko drugih mezorazmernih fenomena, poznatih po značajnom davanju doprinosa u formiranju grmljavinskih nepogoda. Na primer, u Glavi 10 imaćemo prilike da upoznamo uspono kretanje vazduha generisano na frontu vetra s mora. Tada, ako postoji potencijalna nestabilnost, doći će do formiranja grmljavinske nepogode na liniji preko frontalne površine. Na istom mestu moćićemo da upoznamo i stvaranje linije nestabilnosti usled konvektivnog dizanja preko uskih, u obliku traka, priobalnih terena. Linijske grmljavinske nepogode može da izazove i orografija. Na primer, usled orografskog dizanja potencijalno nestabilnog vazduha, a često i uz pomoć prizemnog zagrevanja, grmljavinske nepogode se postavljaju duž linije prostiranja orografske prepreke.

U svim slučajevima grmljavinskih nepogoda preko linija, razvoj nepogoda se pojačava kada na višim nivoima postoji dolina ili ciklon. Divergencija blizu nivoa mlazne struje daje doprinos usponom kretanju, a hladan vazduh na visini doprinosi nestabilnosti.

Slika 9.22



Prizemna karta pritiska i označena linija nestabilnosti.

Sažetak

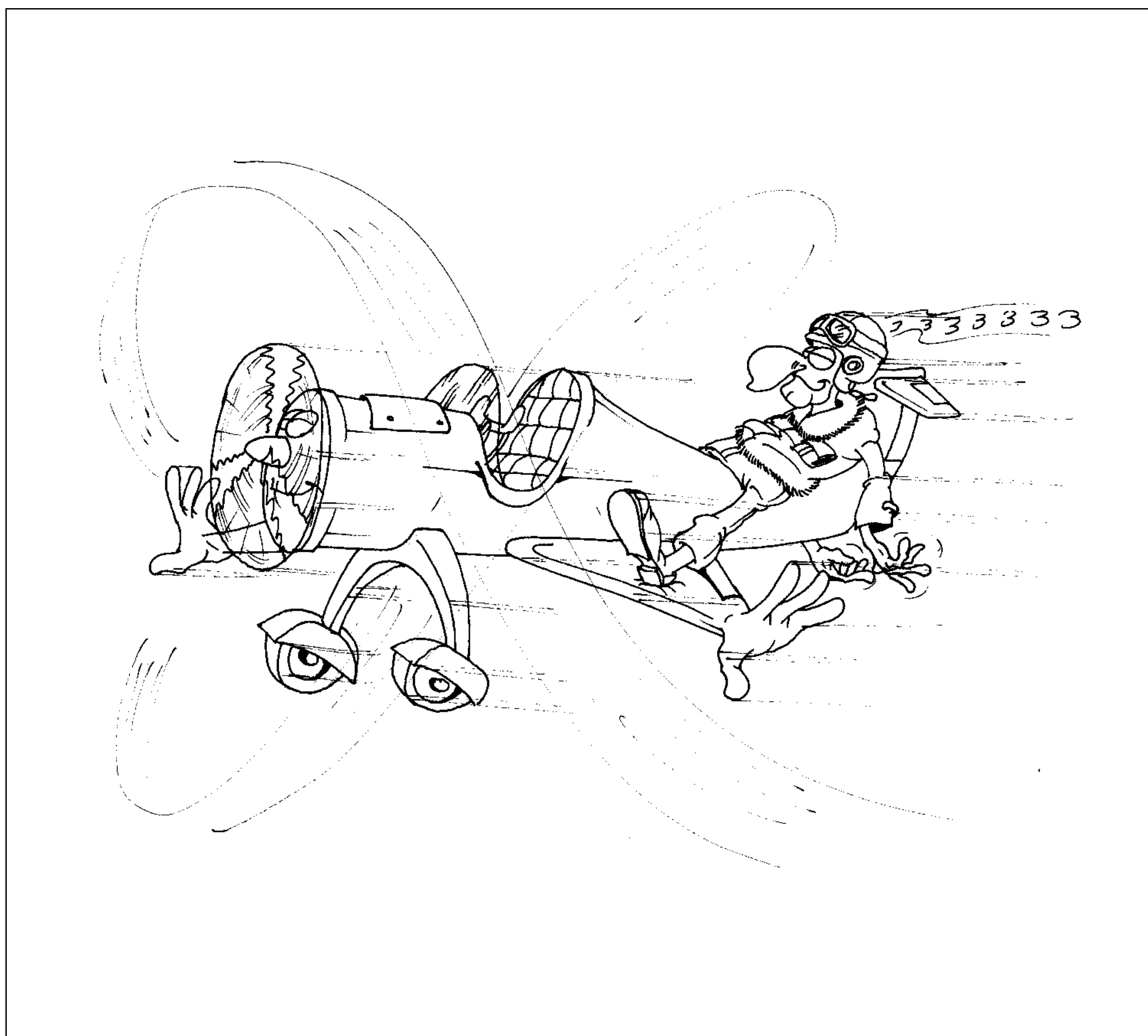
Grmljavinske nepogode su čisto mezorazmerni cirkulacioni sistemi. One počinju kao konvektivna oblačnost u graničnom sloju i razvijaju se kroz duboke slojeve atmosfere u vrlo kratkom vremenu. Grmljavinske nepogode imaju raznovrsnu strukturu. Neke od njih pomažu da se razviju nove grmljavinske nepogode, kao i da one budu intenzivne i dugotrajne. Postalo je jasno, da je za dobro razumevanje grmljavinskih nepogoda neophodno da se zna sva raznovrsnost odnosa raznih cirkulacija; od frontova i linija nestabilnosti do individualnih termala; zatim, od nisponih struja izazvanih padavinama i udarnih frontova do tornada i usisnih vrtloga. Saznali smo da se hiljade i hiljade grmljavinskih nepogoda svakodnevno stvaraju i nestaju na Zemlji. Shvatili smo da one mogu proizvoditi grmljenje, munje, jake pljuskove kiše, jak grad, malu vidljivost, smicanje vetra, turbulenciju i zaleđivanje. Zbog svega ovoga, nije iznenađujuće da grmljavinske nepogode imaju suštinski uticaj na izvođenje operacija vazduhoplovom, ne samo u vazduhu, nego često i na tlu. Više detalja o ovde navedenim opasnim pojavama uzrokovanim grmljavinskim nepogodama biće dato u Delu III.

GLAVA 10

LOKALNI VETROVI

Uvod

Lokalni vetrovi se raznovrsne mezorazmerne cirkulacije drugačije od grmljavinskih nepogoda. Ove cirkulacije mogu da se podele na dve dosta različite kategorije. **Termički vođeni lokalni vetrovi** uzrokovani su različitim radijacionim zagrevanjem i hlađenjem. Oni su značajni kada su vetrovi velikih razmera slabi ili odsutni. **Spolja vođeni lokalni vetrovi** se produkuju u interakciji vetrova i/ili cirkulacija većih razmera i lokalnog terena. Svi fenomeni iz navedenih kategorija, o kojima će se ovde raspravljati, potencijalno produkuju važne i opasne vremenske pojave. Svakom pilotu su preko potrebna znanja o uzrocima i karakteristikama lokalnih vetrova, kako bi se oni prepoznali i izbeglo njihovo opasno delovanje. Kada budemo završili čitanje ove glave, imaćemo kompletnija znanja o modelima; kopna, mora, dolina, planina/brda, vetrova s mora i kopna, dolinskih i planinskih vetrova, slivajućih (prosipajućih/drenažnih) vetrova i planinskih talasa.



Odeljak A

TERMIČKI VOĐENI LOKALNI VETROVI

Termički vođeni lokalni vetrovi uključuju vetar s mora i kopna, planinski i dolinski vetar i slivajuće (termičke) cirkulacije. Ovakvi vetrovi, i cirkulacije koje im pripadaju, zavise od radijacionog zagrevanja i hlađenja. Ovi vetrovi se obično razvijaju u srednjim geografskim širinama u toplom delu godine. Međutim, oni ponekad mogu biti razvijeni i u nižim geografskim širinama tokom neke sezone. To se obično dešava kada dovoljno dugo ne postoje efekti u kretanju izazvani cirkulacijama velikih razmera, kao što su vantropski ili tropski cikloni.

VETAR S MORA

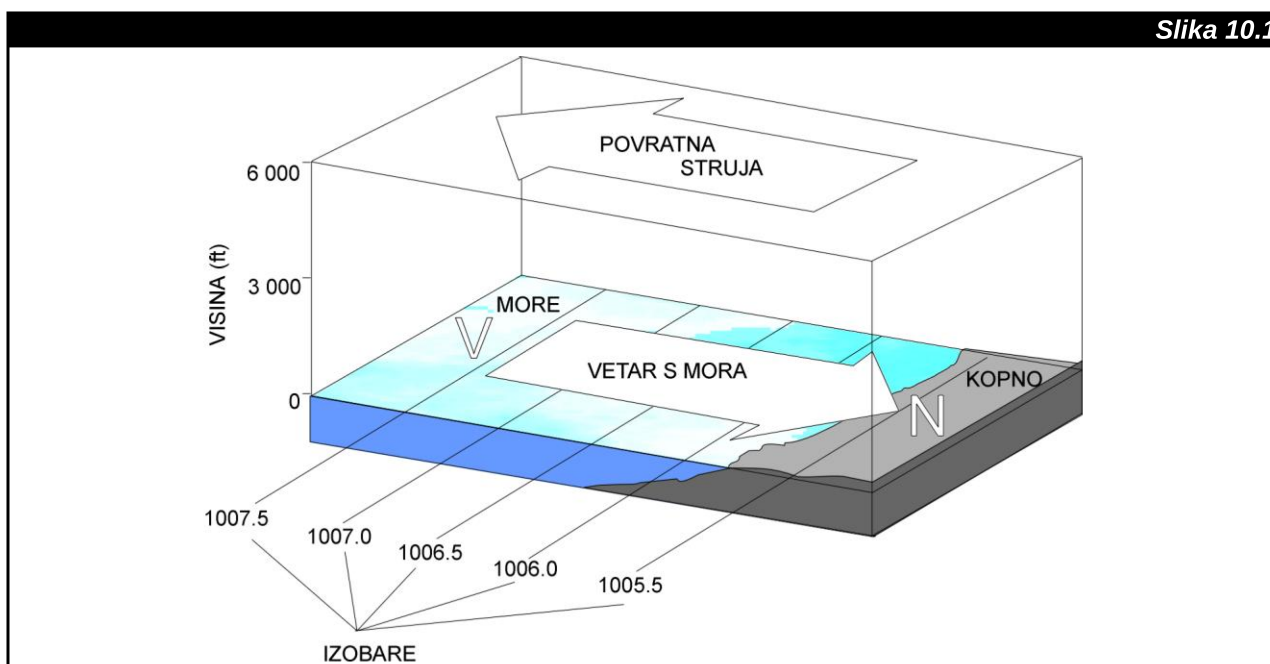
U Galavi 4 bio je uveden koncept termičke cirkulacije kako bi se lakše objasnio pojam horizontalnog gradijenta temperature, kao uzročnika gradijenta pritiska, koji dovodi do duvanja vetra. U tom kontekstu upotrebljen je jednostavan primer vetra s mora. Podsetimo se, obdanično zagrevanje preko obale stvara iznad kopna višu temperaturu, nego što je to iznad mora. Zbog toga, pritisak iznad kopna pada, čime se uspostavlja horizontalni gradijent pritiska. Uspostavljena razlika u pritisku je često tako mala, da se ne može osmotriti na standardnim uzorcima pritiska koje prikazuju prizemne karte. Međutim, to je ipak dovoljno da u jutarnjim satima dovede do pokretanja hladnog vazduha s mora, preko obale, ka kopnu. Takav vetar smo nazvali **vetar s mora**.

Kod vetra s mora i drugih cirkulacija sličnih razmera i/ili manjih, uticaj Koriolisove sila je zanemarljiv u odnosu na gradijentnu silu pritiska i silu trenja. Zbog toga, ovakav vetar duva direktno od višeg ka nižem pritisku.

Vetar s mora nastavlja da se pojačava tokom prepodneva, dostižući tipične brzine od 10 kt do 20 kt u srednjem ili kasnijem prepodnevu, smanjujući se posle toga. Dobro razvijen vetar s mora obično duva u sloju atmosfere debljine od 1 500 ft do 3 000 ft. Iznad njega, takođe, postoji vetar koji duva u obrnutom smeru, nazvan u Glavi 4, povratna struja. Kao što znamo, vetar s mora i povratna struja, kao i dve vertikalne struje (uspona i nispona) čine termičku cirkulaciju za koju će se od sada koristiti naziv **cirkulacija vetra s mora**, Slika 10.1.

Cirkulacija vetra s mora se ponekad vizuelno uočljiva, zbog velike razlike u vidljivosti na različitim visinama. Na primer, preko nekih urbanizovanih obala čist morski vazduh se kreće ka kopnu na nižim nivoima pomognut vetrom s mora. Istovremeno, povratna struja na visini se čini vrlo vidljivom, zbog u njoj prisutnih proizvoda zagađenja iz urbanizovane sredine.

Slika 10.1



Cirkulacija vetra s mora. U nižim slojevima vazduh struji od mora ka kopnu, zbog delovanja gradijentne sile pritiska izazvane različitom zagrevanjem kopna i mora tokom obdanice. U grafičkom modelu vetra s mora prikazane su i vrednosti nekih izobara u hPa. *Gradijent pritiska je obrnut na visini, što dovodi do stvaranja povratne struje od kopna ka moru.*

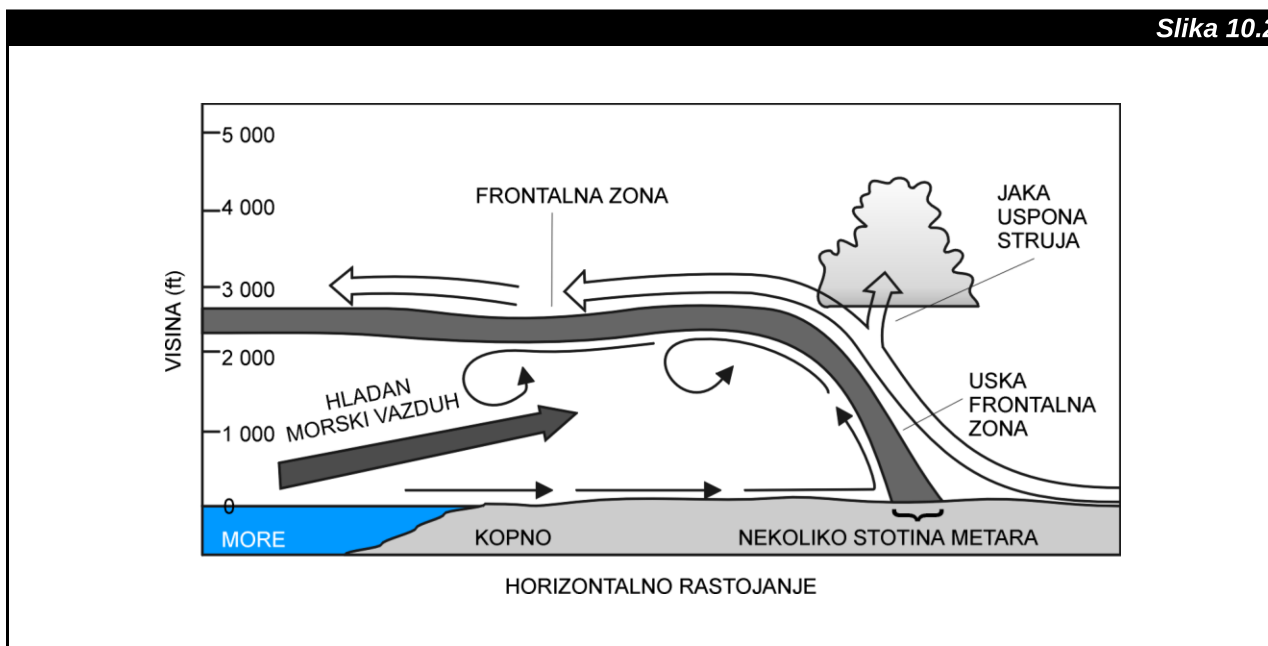
FRONT VETRA S MORA

U cirkulaciji vetra s mora često postoji oštra i dobro definisana granica između hladnog dolazećeg morskog vazduha i toplog vazduha preko kopna, slično frontu (vidi Glavu 8). Zbog toga je ova granica poznato kao **front vetra s mora**. Položaj fronta je prepoznatljiv, kako zbog razlike u vidljivosti između vlažne i suve vazdušne mase, tako i zbog formirane linije oblaka tipa Cumulus postavljenih duž fronta. Takođe, na mestima gde postoji velika uslovna nestabilnost front vetra s mora može biti označen i linijom grmljavinskih nepogoda. Tipična struktura fronta vetra s mora prikazana je na Slici 10.2.

Front vetra s mora kreće se ka kopnu mnogo sporije od vetra iza njega. Brzina fronta varira u rasponu od 2 kt do 12 kt zavisno od kopno kada su planine/brda uz samu obalu. Suprotno, preko širokih i ravnih makrorazmernog vetra. Front se prostire samo nekoliko kilometera u obala, front može da se prostire stotinama kilometera ili više u kopno.

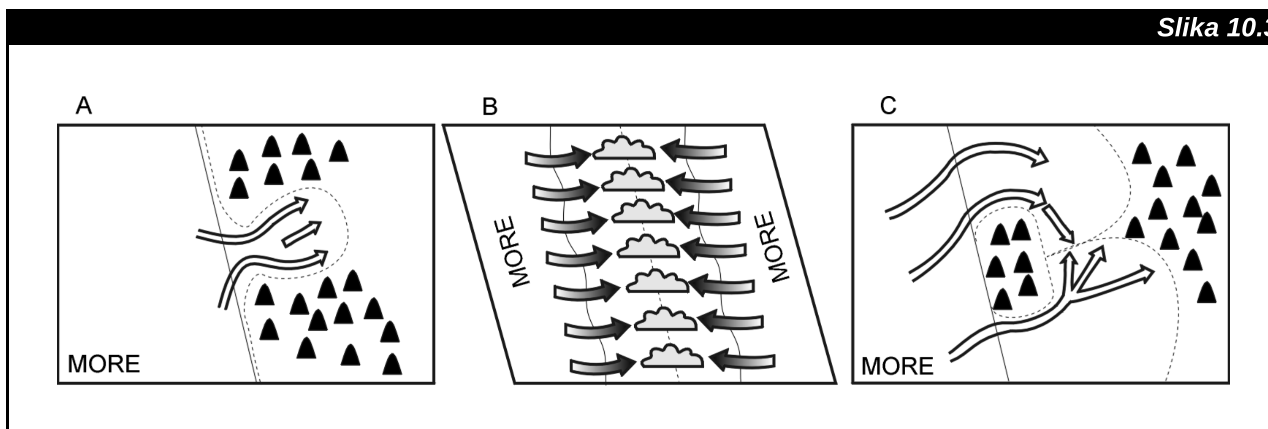
Neki oblici obala i pogodne raspodele planina/brda na obali obezbeđuju konvergenciju vetra s mora, Slika 10.3. Front vetra s mora prodire duboko u kopno ako postoji usek u planini/brdu na obali. Strujanje vetar s mora na obe strane pogodno postavljenih poluostrva (npr. Florida, SAD), dovodi do stvaranja konvergencije i linije nestabilnosti, duž koje se formiraju grmljavinske nepogode. Takođe, konvergencija može nastati razdvajanjem vetra s mora oko izolovanih planina/brda blizu obale.

Slika 10.2



Poprečni presek kroz front vetra s mora. Vetar s mora duva sleva nadesno. Front je označen linijom oblaka tipa Cumulus samo kada postoji odgovarajuća vlažnost.

Slika 10.3



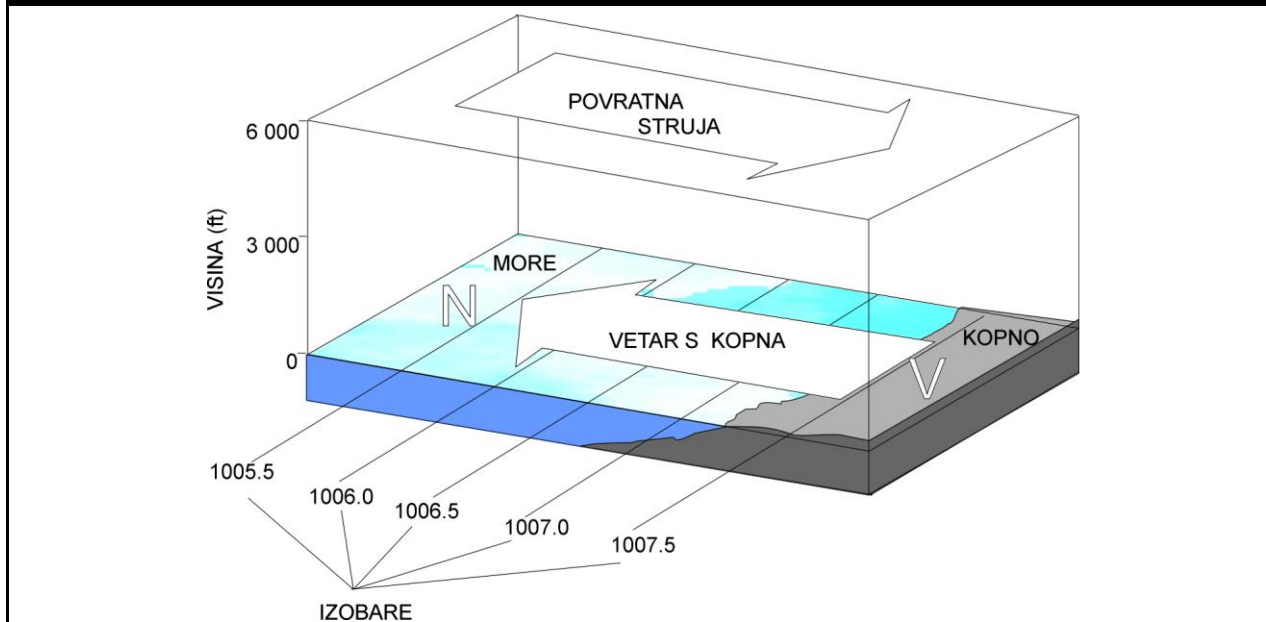
Primeri uticaja orografije na vetar s mora. Isprekidanim linijama je prikazan front vetra s mora a strelicama je obeležen vetar. Konvergenciju stvara vetar s mora kada: prodire u kopno kroz usek između obalnih brda (skici A), duva suprotnim stranama poluostrva (skica B) i razdvaja se na dve grane oko usamljene planine/brda na obal (skica C).

VETAR S KOPNA

Nekoliko sati posle zalaska Sunca, površina kopna blizu obalne linije ima mnogo veće hlađenje, nego susedna vedena površina. Kada kopno postane hladnije od mora, gradijent pritiska preko obale se okreće. Tada je nizak pritisak iznad mora, a visok iznad kopna. To dovodi do pojavljivanja u prizemlju vetra od kopna ka moru, koji se zbog toga naziva **vetar s kopna**. Istovremeno se na visini pojavljuje povratna struja; u ovom slučaju s mora na kopno. Nastala pojava ima Ono zavisi od snage vetra s kopna, čijim se povećanjem i rastojanje povećava.

Zapazimo da cirkukacije vetra s mora i vetra s kopna nisu ograničene samo na okeanske obale. Na primer, slične cirkulacije se javljaju i na obalama velikih jezera. U ovakvim slučajevima se za obdaničnu cirkulaciju upotrebljava naziv **vetar s jezera**. Brzina vetra stvorena ovakvim cirkulacijama je upravo proporcionalna veličini vodene oblasti i veličini razlike između temperatura kopna i vode. Ovakve pojave su jače i učestalije leti.

Slika 10.4



Cirkulacija vetra s kopna. U nižim slojevima vazduh struji od kopnu ka mora, zbog delovanja gradijentne sile pritiska izazvane različitom hlađenjem kopna i mora tokom noći. U grafičkom modelu vetra s kopna prikazane su i vrednosti nekih izobara u hPa. *Gradijent pritiska je obrnut na visini, što dovodi do stvaranja povratne struje od mora ka kopnu.*

sve osobine termičke cirkulacije, pa se po analogiji na cirkulaciju vetra s mora, ona naziva **cirkulacija vetra s kopna,** Slika 10.4.

Vetar s kopna se tokom noći pojačava, dostižući najveći intenzitet oko izlaska Sunca. Tokom noći je iznad kopna stabilnosti vazduha veća, nego iznad mora. Zato je debljina sloja atmosfere u kome postoji duvanje vetra s kopna značajno manja od debljine istog sloja vetra s mora. Ova debljina obično dostiže nekoliko stotina fita iznad tla. Vetar s kopna obično zauzima širi prostor nego vetar s mora. Njegova tipičnu brzinama je oko 5 kt, dok su nešto veće brzine moguće kada se pojavi hladna vazdušna masa na padinama planina/brda na obali. Detalji o toj vrsti vetra biće dati u narednom poglavlju.

Pošto su cirkulacije vetra s mora i vetra s kopna po mnogo čemu slične, prirodno je očekivati i postojanje **fronta vetra s kopna**. Ustanovljeno je da ovakav front postoji, jer su na mnogim mestima osmotrene linije konvergencije tokom noći. One se lako prepoznaju po pojavi konvektivnih oblaka i/ili grmljavinskih nepogoda. Međutim, ostali podaci o ovoj cirkulaciji nisu još dovoljno dobro osmotreni i sistematizovani. No, i pored toga, zna se da rastojanje fronta vetra s kopna od obale široko varira od mesta do mesta; od 8 km do 180 km.

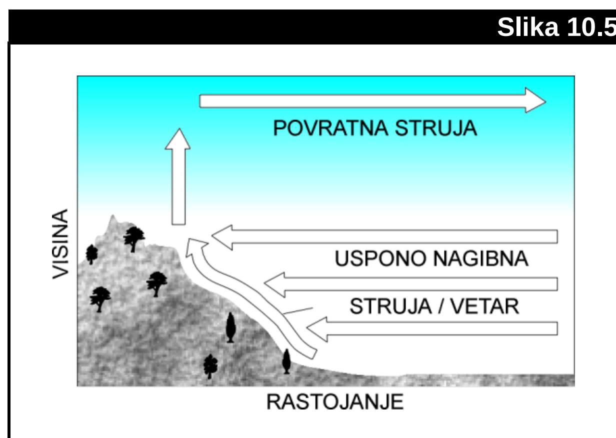
DOLINSKI VETAR

U planinskim/brdskim oblastima koje nisu pod uticajem vetra velikih razmera, javlja se pri tlu tokom obdanice lokalni vetar usmeren od nižeg ka višem terenu. Ova prvenstveno topla sezonska cirkulacija dovodi do podizanja vazduha iznad planina/brda i spuštanja vazduha iznad okolnih dolina. Ovakva cirkulacija je često obeležena termičkim aktivnosrima i oblacima tipa Cumulus, koji se radije smeštaju iznad vrhova planina/brda (konvektivno kretanje), nego iznad dolina (nispono kretanje).

Opisani oblik strujanja se javlja zato što se planine/brda, a i vazduh iznad njih, zagreju do viših temperatura od vazduha na istom nivou iznad obližnjih dolina. To dovodi do stvaranja horizontalnog gradijenta temperature. Iz njega se razvija gradijent pritiska. On se postavlja od višeg pritiska smeštenog iznad podnožja planine/brda (doline), ka nižem pritisku lociranom iznad padina planine/brda. Tako, ispod planinskih/brdskih vrhova vazduh struji ka padini. Tom prilikom padina deformiše strujanje dajući mu smer uz padinu (**uspono**

nagibna struja), što se naziva **anabatski vetar** i/ili **uspono nagibni vetar**. Kao što se očekuje, povratna struja se nalazi iznad planine/brda, što sve zajedno spada u termički tip cirkulacije, poznate pod nazivom **uspono nagibna cirkulacija**, Slika 10.5.

Slika 10.5



Uspono nagibna cirkulacija. Tokom obdanice, hladniji vazduh se kreće ka toplim planinskim/brdskim padinama ispod vrhova planina/brda, dok istovremeno na visini postoji povratna struja.

Ako uporedimo termičku cirkulaciju iz Glave 4 i uspono nagibnu cirkulaciju, možemo ustanoviti da je uspono nagibna struja u stvari uspona struja termičke cirkulacije, ali je podešena prema padini.

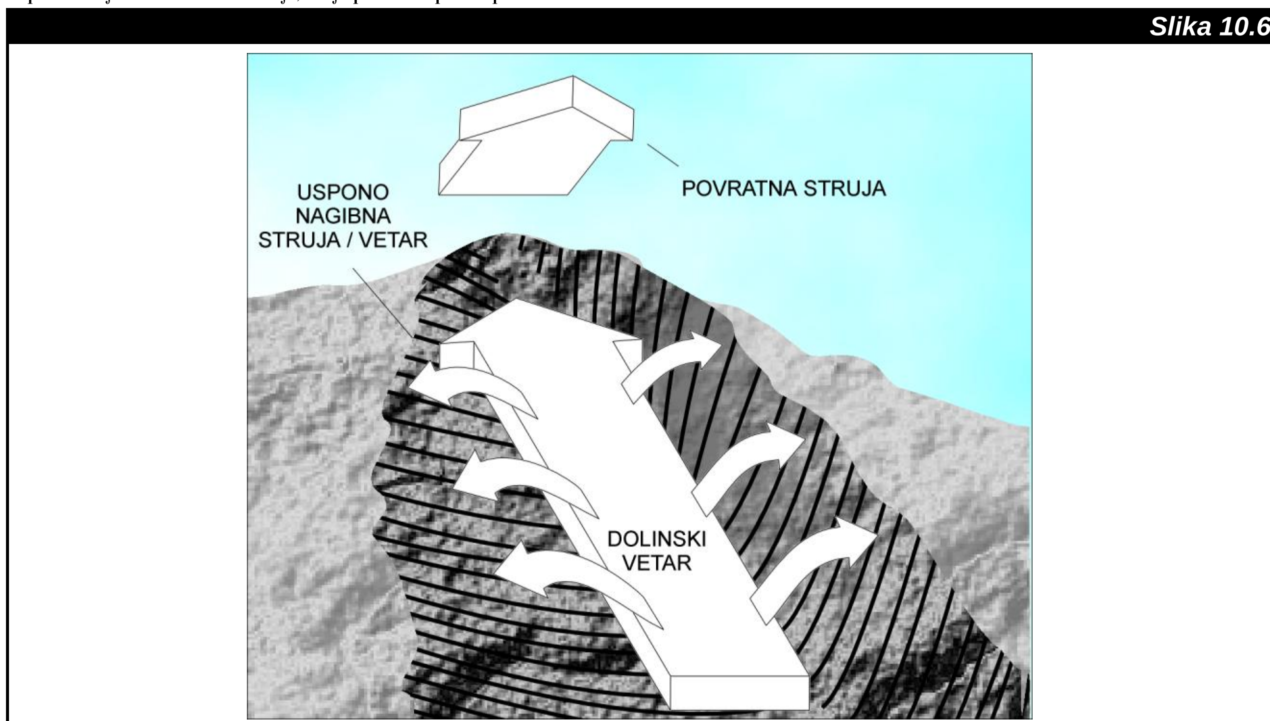
Kako je planinska/brdska strana i deo doline, uspono nagibna struja može biti deo kretanja većeg razmera, poznatog kao **dolinski vetar**. Takođe, ovaj vetar je usmeren ka višem terenu. Istovremeno, iznad planinskih/brdskih vrhova se javlja slaba povratna struja poznata kao **antidolinski vetar**. Ova dva vetra čini termičku cirkulaciju poznatu pod nazivom **cirkulacija dolinskog vetra**, Slika 10.6.

Tačno vreme početka uspono nagibnog vetra i/ili dolinskog vetra zavisi od lokalnog vremena izlaska Sunca. To vreme nije određeno samo geografskom širinom i dobom godine, već dubinom i orijentacijom doline. U mnogim dolinama uspono nagiba struja počinje na jednoj strani doline, dok je istovremeno na drugoj strani još uvek senka. Slično tome, uspono nagibna cirkulacija u popodnevnim časovima traje duže na prisojnim padinama. Uspono nagibni i dolinski vetar počinju obično nekoliko sati posle izlaska Sunca. Oni dostižu najveću brzinu između 5 kt i 20 kt uz maksimalan vetar na visini od nekoliko stotina fita od tla.

Jak vetar iznad vrhova planina/brda može poremetiti cirkulaciju dolinskog vetra i uspono nagibnu cirkulaciju. Poremećaj zavisi od pravca i brzine vetra na visini i orijentacije i dubine doline. Na primer, kada vetar iznad planina/brda prelazi 15 kt, cirkulacija dolinskog vetra može biti značajno oslabljena, zaustavljena ili čak obrnutog smera. Poremećaj od jakog vetra na visini dospeva u dolinu putem mehaničkog mešanja i/ili kroz popodnevnu konvekciju.

Značajan uticaj na uspono nagibnu cirkulaciju može imati pokrivenost podloge. Preko snegom pokrivenih padina velika je refleksije solarne radijacije od snega, pa je zagrevanje tih delova padina malo. Zbog toga se obično preko golih padina uspono nagibna struja ne širi iznad linije snega. Međutim, ako su padine prekrivene rastinjem, strujanje može biti različito. Kada rastinje čini visoko drveće bez snežnog pokrivača, ono tada apsorbuje solarnu radijaciju, zagreva vazduh i produkuje dobro definisanu usponu nagibnu cirkulaciju, uprkos prisustvu snega na tlu.

Slika 10.6



Cirkulacija dolinskog vetra je slična uspono nagibnoj cirkulaciji, ali je od nje većih razmera. U nižim slojevima vazduh struji iznad centralne linije doline ka toplijim padinama (dolinski vetar). Na visini slaba povratna struja je usmereno niz dolinu (antidolinski vetar).

PLANINSKI VETAR

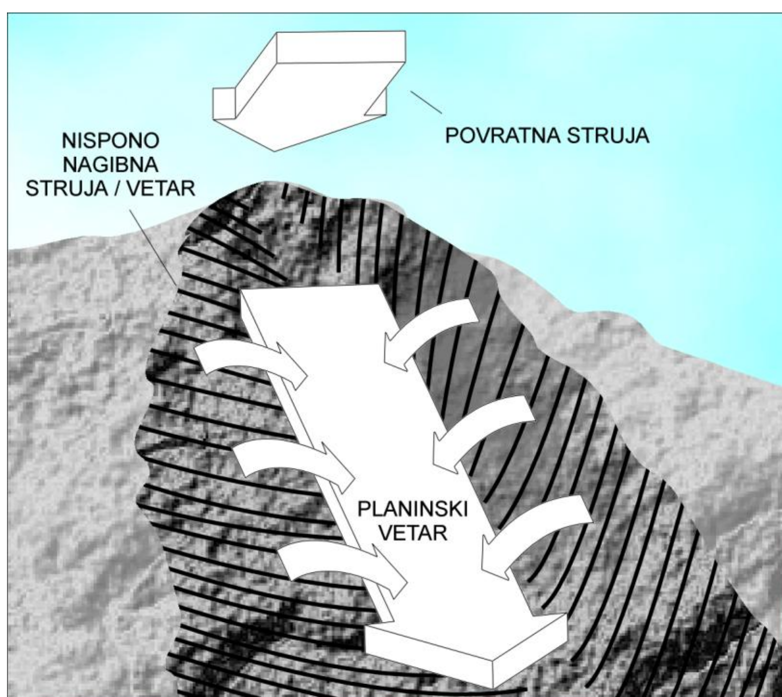
Noću, kada se visoki teren ohladi, vazduh iznad padina postaje hladniji od vazduha u podnožju planine/brda. Horizontalni gradijent pritiska se usmerava od padine planine/brda ka njenom podnožju. Tako, ispod vrhova planina/brda vazduh počinje da struji niz padinu (**nispono nagibna struja**), što se naziva **katabatski vetar** i/ili **nispono nagibni vetar**. Ponovo se povratna struja nalazi iznad planine/brda, što sve zajedno čini **nispono nagibnu cirkulaciju**. Ako ponovo uporedimo termičku cirkulaciju iz Glave 4 i nispono nagibnu cirkulaciju, možemo ustanoviti da je sada nispono nagibna struja u stvari nispona struja termičke cirkulacije, ali podešena prema uticaju padine.

Slično dolinskom vetru, ako je strana planine/brda deo i doline, nispono nagibna struja može biti deo strujanja većeg razmera, poznatog kao **planinski vetar**. Očigledno, ovaj vetar je usmeren ka nižem terenu. Povratna struja iznad vrhova planina/brda je poznata kao **antiplaninski vetar**. Oba vetra zajedno čine termičku cirkulaciju poznatu pod nazivom **cirkulacija planinskog vetra**, Slika 10.7.

Kao i kod dolinskog vetra, veličina, dubina, orijentacija doline i veličina nagiba određuju intenzitet cirkulacije planinskog vetra. Brzina vetra se kreće od 5 kt do 15 kt, a nije neobično da se dogode i veće brzine. One tada prelaze i 25 kt, naročito u dubokim dolinama.

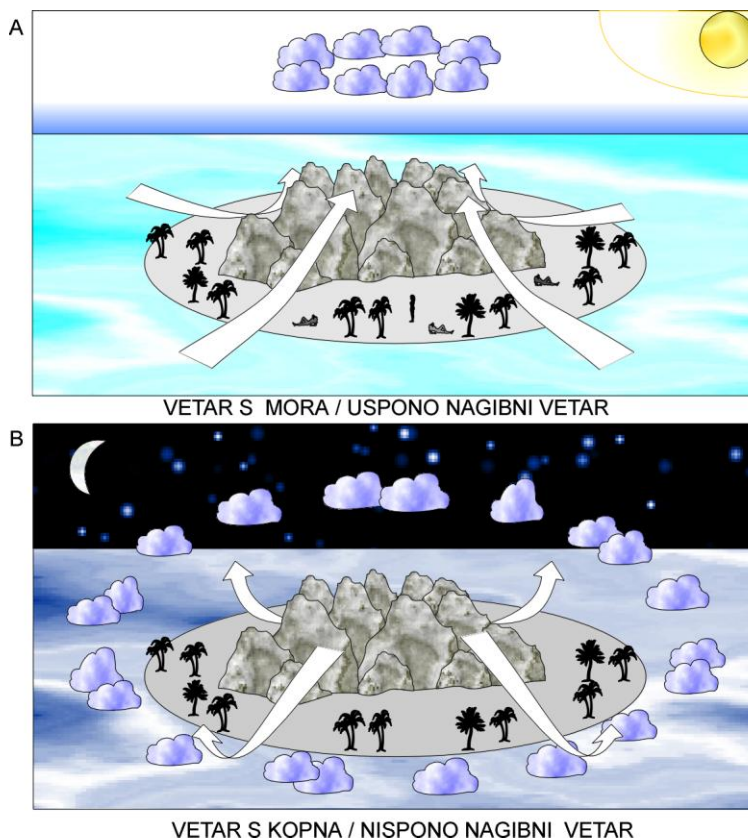
Ponekad se događa superpozicija (sažimanje) delovanja cirkulacija sličnih razmera na istom prostoru i u istom vremenu. Navešćemo dva takva slučaja. Na mestima gde se planine/brda prostiru duž obale, vetar s mora može značajno pojačati uspono nagibni i/ili dolinski vetar. Slično se međusobno pojačavaju vetar s kopna i nispono nagibni i/ili planinski vetar. Ovi efekti su dobro razvijeni na tropskim ostrvima gde je termička cirkulacija dominantni oblik strujanja vazduha. Zbog dovoljne količine vlage, ovakve superponirane cirkulacije obeležene su konvektivnim oblacima; tokom obdanice raspoređenim iznad ostrva, a tokom noći prstenasto postavljenim oko ostrva, Slika 10.8.

Slika 10.7



Cirkulacija planinskog vetra. Zbog noćnog hlađenja vazduh struji od višeg ka nižem terenu.

Slika 10.8



Na skici A je prikazana superpozicija vetra s mora i uspono nagibnog vetra, kao i položaj konvektivnim oblaka iznad toplijeg kopna. Na skici B je dato obrnuto strujanje, kao superpozicija vetra s kopna i nispono nagibnog vetra uz raspored konvektivnih oblaka oko ostrva.

HLADNI SLIVAJUĆI VETROVI

Uspono nagibni i dolinski vetrovi se intenziviraju konvektivnim kretanjem, dok hladan i gust vazduh ponire niz padinu pojačavajući nispono nabibni i/ili planinski vetar. U drugom od navedenih slučaju gravitacija dovodi do nisponog kretanja vazduha. To se dešava dokle god je na istom nivou, vazduh bliži padini hladniji od vazduha udaljenijeg od padine. Kretanja ovoga tipa, takođe, spadaju u termičke cirkulacije. One se često nazivaju i **slivajuće (termičke) cirkulacije**, ali više su poznate pod nazivom **hladni slivajući (prosipajući/drenažni) vetrovi**. Ovi vetrovi su jedan od nekoliko tipova cirkulacija koje su identifikovane i kao **hladni nispono nagibni vetrovi** (vidi sledeći odeljak). Međutim, svi oni, kao i njima pripadajuće cirkulacije, nemaju izvorišta samo u termičkim procesima. Zbog toga će se neki od njih opisati tek u narednom odeljku.

Hladni slivajući vetrovi duvaju u vrlo plitkim slojevima. Oni mogu početi pre zalaska Sunca, odnosno, čim padina ostane u senci. Njihovo strujanje je slično vodenom toku, jer slede prirodnu drenažu terena. Hladan slivajući vazduh se obično smešta na dno padine (u podnožje planine/brda) čineći zonu hladnog vazduha, poznatu pod nazivom **jezero hladnog vazduha**.

Drenažno strujanje je često vrlo slabo, jer se neutrališe efektima adijabatskog zagrevanja prilikom spuštanja vazduha. Međutim, u nekim situacijama može da se razvije veoma jak vetar. Na mestima koja su stalno prekrivena ledom i snegom pojavljuje se u planinskim/brdskim oblastima drenažno strujanje, kako tokom noći, tako i tokom obdanice u odsustvu vetra većih razmera. Ovi efekti su specijalno beleženi u toplom delu godine. Tada, plitak sloj hladnog i gustog vazduha naglo struji niz padinu glečera. Ovakvi, **glečerski vetrovi** maksimalnu brzinu dostižu pri dnu glečera, pretvarajći se u vrlo jake lokalne vetrove. Njihova maksimalna brzina zavisi od dužine i veličine nagiba glečera i temperature vazduha. Na primer, na Grenlandu i Antartiku, gde ima visokog snega i kupolastih strmih platoa pokrivenih ledom, hladni glečerski vetrovi duvaju od kopna ka moru, kako tokom noći, tako i tokom obdanice.

Odeljak B

SPOLJA VOĐENI LOKALNI VETROVI

Kada cirkulacije velikih razmera uzrokuju strujanje vazduha preko neravnog terena, razvijaju se posedne mezorazmerne cirkulacije. One će za ovu priliku razvrstati i prikazati u tri grupe.

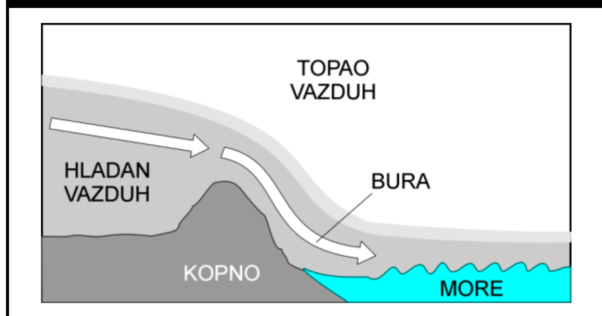
1. Hladni nispono nagibni vetrovi.
2. Topli nispono nagibni vetrovi.
3. Planinski talasi.

HLADNI NISPONO NAGIBNI VETROVI

Na kraju prošlog odeljka smo upoznali hladne slivajuće vetrove nastale iz termičkih razloga. U ovom delu ćemo opisati nastanak i osobine **slivajuće** (**spolja vođene**) **cirkulacije**, koja nema korene u termičkim procesima, ali zbog velike sličnosti sa hladnim slivajućim vetrovima spada u isti tip strujanja, nazvan; **hladni nispono nagibni vetrovi**. Ovi vetrovi spadaju u spolja vođene lokalne vetrove, jer su u velikoj povezanosti s mezorazmernim cirkulacijama mnogo većih razmera. Ove cirkulacije doprinose nagomilavanju hladnog vazduha na jednoj strani planinske prepreke. Takođe, doprinose i prebacivanju nagomilanog vazduha na drugu stranu prepreke u trenutku kada debljina hladnog vazduha postane veća od visine prepreke. Pri tome se javlja slivajuća cirkulacija niz padine, slično kao i kod hladnih slivajućih vetrova.

Bura je najbolji primer ekstremno hladnog nispono nagibnog vetra, dok je međunarodno usvojen naziv **bora**. Oba naziva potiču od grčke reči *boreas* - severni vetar. Ovaj vetar ima najintenzivniji razvoj duž balkanske obale Jadranskog mora tokom zime. U tom području je prosečna visina kopna oko 2 000 ft od MSL. Plitak i hladan vazduh dolazeći od severoistoka prvo se nagomila na stepenasto postavljenim planinskim strminama. Kada sloj ovako nagomilanog vazduha postane deblji od visine najviših priobalnih planina počinje prebacivanje hladnog vazduha na drugu stranu, ka moru, slično presipanju vode preko brane. Ovaj trenutak se smatra početkom bure, Slika 10.9.

Slika 10.9

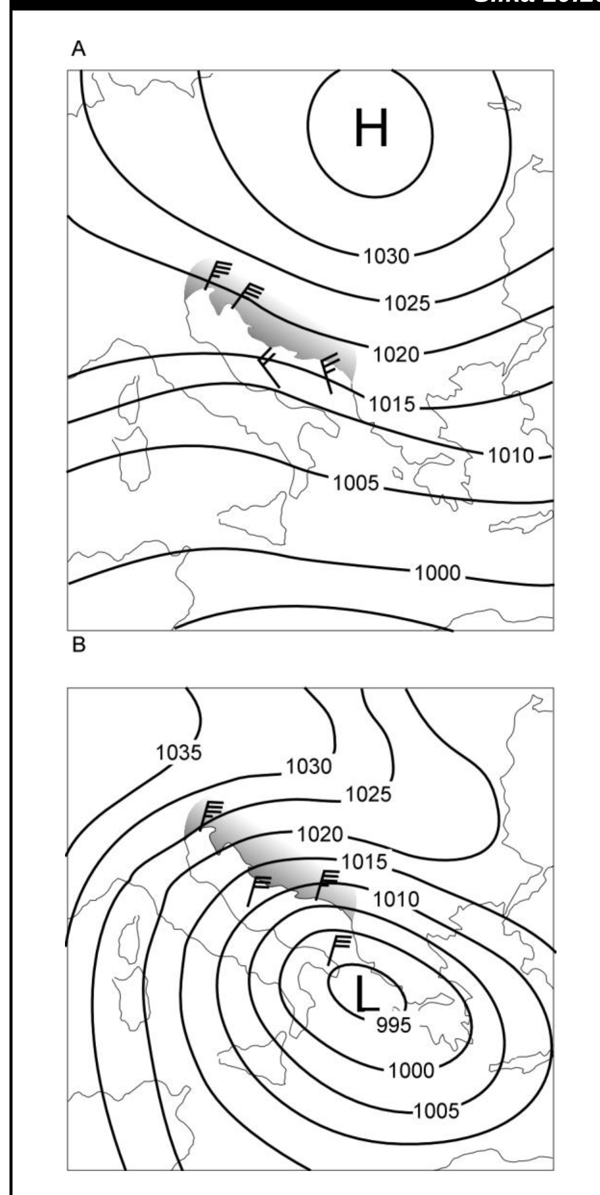


Poprečni presek kroz kopno, more i atmosferu u situaciji kada se pojavljuje bura.

Kao što se vidi, ključni uzrok bure leži u dodatnom pojačanju vetra pri padanju hladnog vazduha niz padine visokih planina. U ekstremnim slučajevima vazduh dostiže na obali brzinu od 85 kt, naročito ako konvergentno struji kroz prevoj na planinskim vrhovima.

Bura je u velikoj povezanosti s mezorazmernim cirkulacijama mnogo većih razmera. Ona je obično ugnežđena u cirkulacije čija su prizemna polja pritiska sličnog oblika kao polja prikazanim na Slici 10.10.

Slika 10.10



Idealizovan prikaz dva tipa bure koji se javljaju duž balkanske obale Jadranskog mora. Karte prikazuju prizemno polje pritiska. U slučaju A *dat je anticiklonski tip bure, dok je na karti* B *prikazan ciklonski tip bure. Mesta najintenzivnije bure označena su simbolima za vetar prema prethodno datoj konvenciji, a zatamnjene oblasti označavaju položaj orografije.*

Vidimo da bura može nastati u dve potpuno oprečne prizemne baričke situacije, kao:

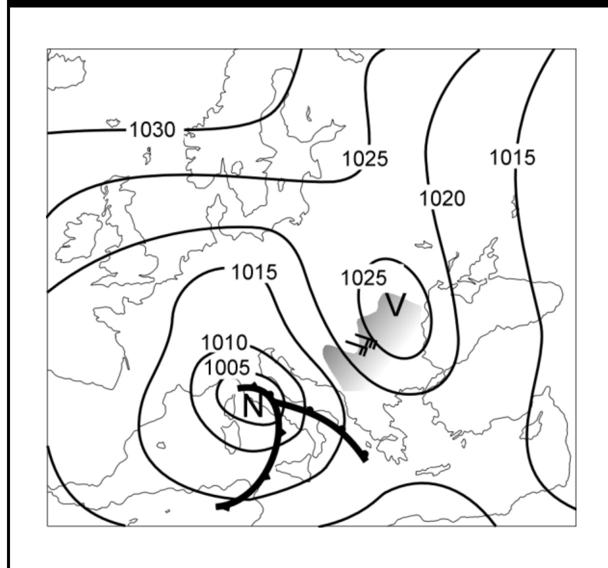
- **anticiklonska bura** (A) u polju visokog pritiska čiji je centar na oko 2 000 km severno i/ili severoistočno od mesta najintenzivnije bure i
- **ciklonska bura** (B) u polju niskog pritiska čiji je centar na 500 - 800 km južno i/ili jugoistočno od mesta najintenzivnije bure.

U obe situacije je u priobalju Jadranskog mora iznad Balkanskog poluostrva smešten hladan vazduh većeg prizemnog pritiska, nego što je to iznad Jadranskog mora. To dovodi do premeštanja hladnog vazduha u pravcu gradijenta pritiska od kopna ka moru. Ovo premeštanje uz modifikacije u kretanju vazduha usled delovanja lokalne orografije stvara snažan slivajući vetar.

Mnogi hladni nispono nagibni vetrovi u drugim geografskim oblastima, takođe se nazivaju bura i/ili bora, ili se opisuju na sličan način. Na primer, takve oblasti se nalaze u Severnoj Americi na istočnim strana Stenovitih planina, u oblasti Bajkalskog jezera i Nove Zemlje.

Na kraju, opišimo još jedan primer hladnog nispono nagibnog vetra. On se javlja u jugoistočnim delovima Panonske nizije. Stvara se pod uticajem mezorazmerne cirkulacije većih razmera, čije je tipično prizemno polje pritiska prikazano na Slici 10.11.

Slika 10.11



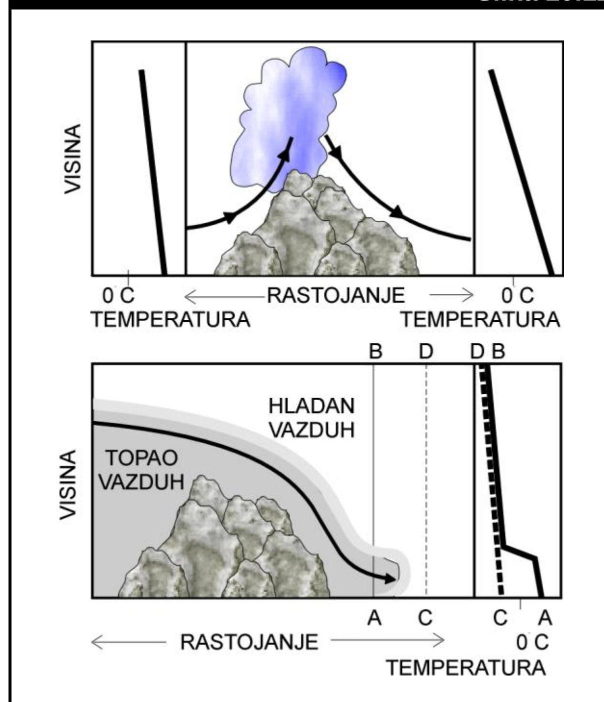
Idealizovano tipično prizemno polje pritiska pri kome se javlja hladna košava. Nagomilan hladan vazduh se preko Karpata i Homoljskih planina (zatamnjena oblast) prebacivanje na zapad.

Postanak ovog vetra je iniciran nagomilavanjem veoma hladnog vazduha istočno od Karpata u predelu Timočke Krajine. Kada se u ovoj oblasti hladan vazduh dovoljno nagomila počinje njegovo prebacivanje preko Homoljskih planina na zapad. Tada se u Podunavlju i Pomoravlju javlja jak i hladan vetar istočnog i/ili jugoistočnog pravca rafalnih karakteristika. Ova vrsta cirkulacije poznata je pod nazivom **hladna košava**.

TOPLI NISPONO NAGIBNI VETROVI

Već smo videli da kada veoma hladan vazduh struji niz strme planinske padine može da proizvodi jak i hladan vetar nazvan bura. U suprotnosti s tim, kada topao i stabilan vazduh struji niz strme planinske padine često se stvaraju suvi i topli vetrovi, poznati pod nazivom **fen**. Do stvaranja fena može doći na dva načina, Slika 10.12.

Slika 10.12



*Dve situacije koje doprinose stvaranju fena. Na gornjoj skici topao i stabilan vazduh struji niz padinu nakon kondenzacije. Na levoj i desnoj strani skice date su promene temperature po visini na obe strane planinske prepreke. Na donjoj skici, topao vazduh se sliva niz planinski greben, zagrevajući se i potiskujući hladniji vazduh na zavetrenoj strani prepreke. Na desnoj strani skice date su promene temperature po visini duž označenih preseka (*AB *i* CD*) na zavetrenoj strani planinske prepreke.*

1. Prvi način je prikazan na gornjoj skici. On se javlja kada horizontalno krećući vazduh naiđe na planinsko/brdsku prepreku. Tom prilikom usled orografskog dizanja dolazi do adijabatskog hlađenja vazduha. Njegova temperatura postaje niži od temperature okoline, čime se njegovo kretanje usporava i zaustavlja. Istovremeno, dolazi i do kondenzacije vodene pare i njegovog delimičnog zagrevanja oslobođenom latentnom toplotom. Međutim, temperatura vazduha i dalje ostaje niža od temperature okoline. Na kraju, zaustavljeni vazduh počinje nispono da se kreće zavetrenom stranom planinske prepreke. Tom prilikom se dodatno suvoadijabatski zagreva. Tako će na istom nivou, vetar koji duva niz planinu biti mnogo topliji i suvlji od vetra koji duva uz planinu. Razlika u temperaturi može biti od 5 °C do 10 °C.

2. Drugi način nastanka fena je prikazan na donjoj skici. On se javlja ako u planinski region ka navetrenoj strani planine/brda prodire topao i suv vazduh, i ako se na zavetrenoj strani nalazi hladan vazduh. Prilikom spuštanja toplog vazduha niz zavetrenu stranu planine/brda on se dodatno suvoadijabatski zagreva, što dovodi do duvanja toplog fenskog vetra. Tako, tokom zime, specijalno na višim geografskim širinama, ovakvim fenskim vetrom bile su dokumentovane promene prizemne temperature od -7 ^{0}C na + 7 ^{0}C za samo 15 minuta.

U prizemlju fen duva prosečnim brzinama od 20 kt do 50 kt uz česte udare. U ekstremnim slučajevima bile su izmerene i brzine od preko 100 kt.

Videli smo da je fen topao, suv, rafalni, vetar koji duva niz planinske padine. Takođe, lako se uočava da bi fen u ponuđenim klasifikacijama cirkulacija najpre mogao da se svrsta, kao i bura i/ili hladna košava, u slivajuće (spolja vođene) cirkulacije. Međutim, na drugoj strani, a za razliku od njih, kao hladnih vetrova, fen spada u **tople slivajuće vetrove**. Takođe, treda znati da je fen samo jedan od termina za **topli nispono nagibni vetar**. Termin fen je nastao u Evropi, kao naziv za topao vetar koji duva u podnožju severnih padina Alpa. U Severnoj Americi se često može osmotriti topao zapadni vetar, neobično jak, koji se spušta niz padine Stenovitih planina. U tim oblastima naziva se **činuk** (*chinook*). Pored toga, koriste se i neka druga imena za ovakve suve tople nispono nagibne vetrove. Na primer, u južnoj Kaliforniji se naziva **Santa Ana**, na Novom Zelandu je poznat pod nazivom **Kenterberijski severozapad** (*Canterbury Northwester*) a u Argentini je znan pod imenom **zonda** (*zonda*).

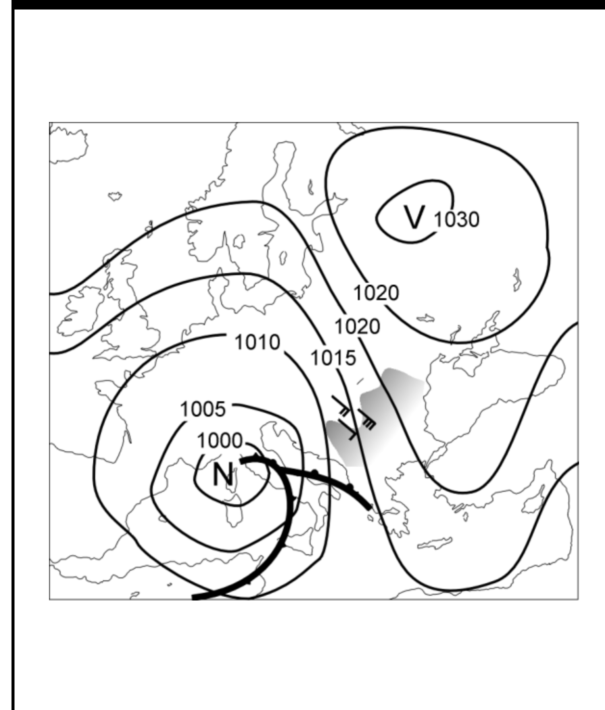
Na kraju, kao i u slučaju hladnih nispono nagibnih vetrova, opišimo još jedan primer toplog nispono nagibnog vetra. On se javlja u jugoistočnim delovima Panonske nizije pod uticajem mezorazmerne cirkulacije većih razmera, čiji je tipično prizemno polje pritiska prikazano na Slici 10.13.

U ovom slučaju, tzv. **topla košava** nastaje kada zbog niskog pritiska na zapadu, najčešće u zapadnom Sredozemlju, a visokog pritiska na severoistoku i istoku, iznad Ukrajine i Rusije, dolazi do uspostavljanja takvog gradijenta horizontalnog pritiska, da se preko Homoljskih planina prebacije topao vazduh koji dolazi sa juga. Tada se zbog fenskog efekta u Podunavlju i Pomoravlju pojavi umeren do jak, suv i topao jugoistočni vetar.

Trajanje ovakvog vetra je određeno trajanjem ciklona u zapadnom Sredozemlju. Ako se obavlja njegova regeneracija, doticanjem novih količna hladnog vazduha u bazen Sredozemlja, bile su osmotrene situacije u kojima je jaka topla košava trajala i po nekoliko dana. U ekstremnim slučajevima, topao vazduh dostiže u nekim delovima Panonske nizije brzinu od 90 kt i više.

Često se za hladnu i toplu košavu kaže i samo **košava**. To je ispravno, ako se pod tim pojmom podrazumeva samo pravac vetra, koji je u oba slučaja približno isti i/ili ako se smatra da su to slivajuće cirkulacije. Međutim, razlike u termičkoj strukturi su presudne za njihovu klasifikaciju.

Slika 10.13

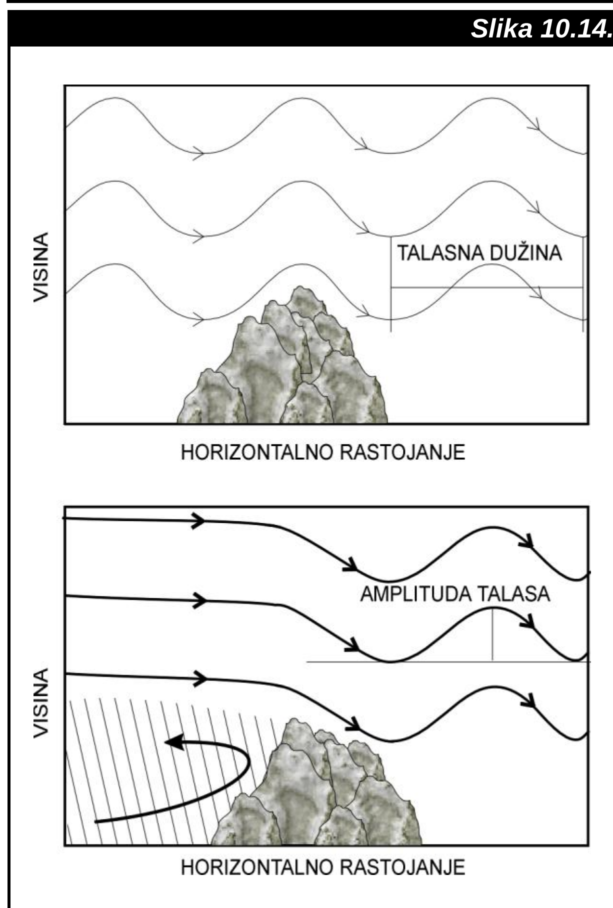


Idealizovano tipično prizemno polje pritiska pri kome se javlja topla košava.

PLANINSKI TALASI

Kada stabilan vazduh struji preko planinskog grebena/prepreke, dolazi do stvaranja vertikalnog kretanja (orografsko dizanje). Pri tome se obavezno na zavetrenoj strani grebena pojavljuje kretanje vazduha koso naniže. Prilikom spuštanja vazduh se zagreva. Krećući vazduh se zbog inercije uvek spušta niže, od visine na kojoj bi imao istu temperaturu kao okolni vazduh. Od te visine pa naniže, brzina spuštanja vazduha se smanjuje, a temperatura mu postaje viša od okolne. Neposredno posle zaustavljanju, on počinje da se vraća na veće visine, kao topliji od okoline. Tom prilikom se adijabatski hladi. Dospevši usled inercije na nivoe, gde je hladniji od okolnog vazduha, krećući vazduh počinje ponovo da se spušta. Tako, dolazi do stvaranja talasnog kretanja vazduha, čije se amplitude smanjuju udaljavanjem od prepreke. Ovakva cirkulacija je poznata pod nazivima **planinski talas** ili **zavetreni talas**, Slika 10.14.

Slika 10.14.



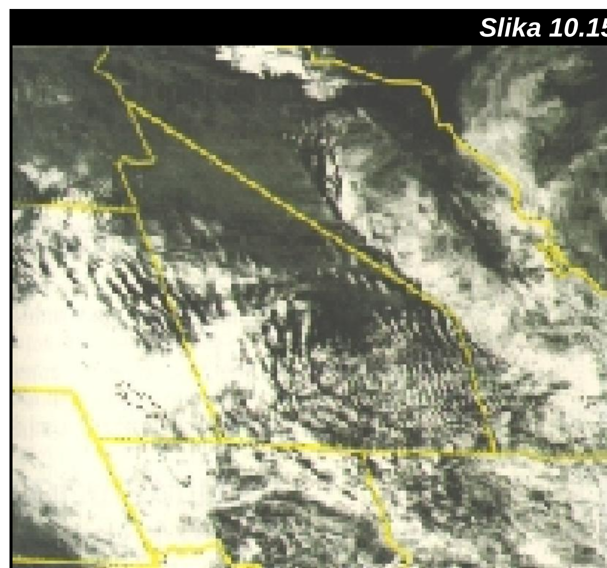
Dve situacije koje doprinose stvaranju planinskih talasa niz vetar od planinske prepreke. Na gornjoj skici stabilan vazduh struji sleva nadesno dižući se uz greben. Na donjoj skici vazdušna struja je blokirana na nižim nivoima ispred planinskog grebena, a stabilan vazduh na visini se spušta na zavetrenu stranu planine. U oba slučaja vertikalno kretanje stabilnog vazduha podstaknuto/forsirano planinom stvara planinske talase.

Planinske prepreke koje početno poremete strujanje vazduha nisu pokretne. Zato, planinski talasi pokazuju tendenciju ka stacionarnosti, uprkos činjenici da se vazduh u njima kreće znatno brže od njih. Planinski talasi su relativno topli u dolini talasa, gde se stabilni vazduh kreće nispono/spušta, a relativno su hladni u grebenu talasa, gde se vazduh kreće uspono/podiže. Jednom uspostavljena aktivnost planinskih talas može trajati nekoliko sati, mada se zna da postoje široke varijacije u njihovom trajanju.

Vetar približno normalanog pravca na liniju planinskog grebena mnogo efikasnije proizvodi planinske talase, nego vetar približno paralelnog pravca sa linijom planinskog grebena. Tipična talasna dužina ovih talasa je oko 8 km. Međutim, ona može široko da varira od nekoliko kilometera do 50 km u zavisnosti od stabilnosti atmosfere i brzine vetra. Povećanjem brzine vetra povećava se talasna dužina planinskih talasa, dok se većom stabilnošću skraćuje talasna dužina.

Može se smatrati da je talasna dužina planinskih talasa tačna mera horizontalnog razmera samo pojedinačnog talasa. Takođe, moramo znati da razmer njihovog uticaja može biti veći od razmera pojedinačnog talasa. Objašnjenje ovakve prilike se krije u konfiguraciji planinskih oblasti. Ovakve oblasti mogu biti sastavljene od mnoštva planinskih grebena. Oni su najčešće postavljeni pod različitim uglovima na vetar velikih razmera. Pošto su mnogi planinski grebeni sposobani da proizvedu planinske talase, nije neobično da talasi prekrivaju horizontalne oblasti od nekoliko stotina kilometera, Slika 10.15.

Slika 10.15

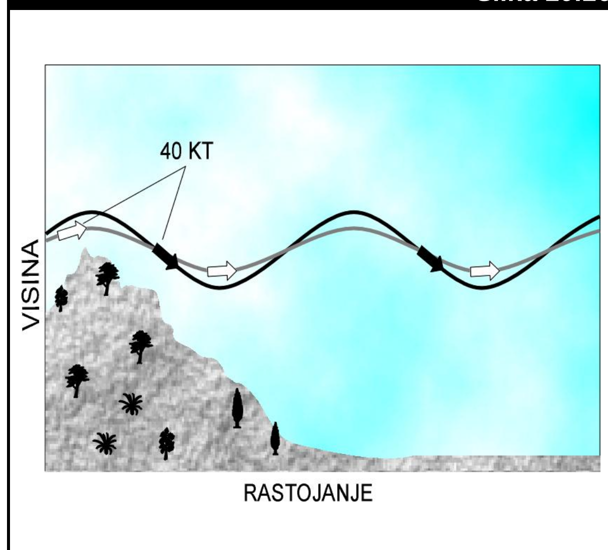


Široka oblast planinskih talasa prekrivena oblacima tipa Lenticularis iznad zapadnih delova SAD, (prema: Lester F. P., 1995.).

Jačina planinskih talasa se meri jačinom vertikalnog kretanja koje oni proizvode. Značajno vertikalno kretanje događaće se ako duva vetar od bar 20 kt u pravcu normalanom na liniju prostiranja planinskog grebena pri vrhu grebena i ako je talasna dužina bar 5 km. Uspono i nispono kretanje obično imaju brzinu od nekoliko stotina fita u minuti ili manje. Jaki planinski talasi imaju vertikalnu brzinu od oko 1800 ft/min ili više.

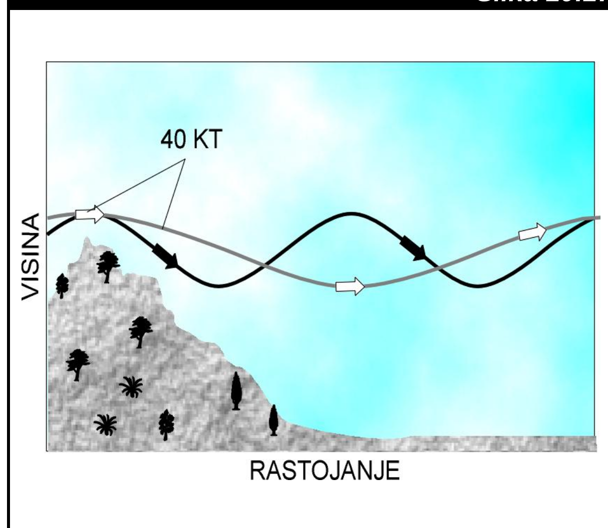
Vertikalno kretanje u planinskim talasima zavisi od brzine vetra, talasne dužine i amplitude talasa. Brzina vetra određuje koliko se brzo delić vazduha kreće kroz talasni uzorak. Na primer, za datu amplitudu i talasnu dužinu brži vetar na nivoima planinskih vrhova stvaraće veće vertikalne brzine (jače vertikalno kretanje).

Uočimo da se amplituda talasa može posmatrati i kao mera odstupanja vazdušnog delića od horizontalne putanje, ako se delić kreće kroz talasni uzorak. Tako, veća amplituda talasa stvara jače vertikalno kretanje. Visok i širok greben strmog zavetrenog nagiba proizvodi planinske talase visokih amplituda i dugačkih talasnih dužina. To je posebno tačno kada teren prelazi visinu od 3 000 ft. U slučaju jakih talasa njihove amplitude mogu dostizati visinu od 4000 ft ili više. Ilustracuja efekta talasne amplitude na vertikalnu brzinu prikazana je na Slici 10.16.



Dva primera uticaja amplitude na vertikalnu brzinu. Brzina vetra i talasna dužina su iste u oba slučaja. Bleđa linija ukazuje na putanju nekog delića vazduha kroz planinski talas relativno male amplitude. Tamnija linija prikazuje slučaj kada je amplituda veća. Zaključujemo da je u drugom slučaju vertikalna brzina veća.

Ako dva talasa pri istoj brzini vetra imaju identične amplitude, tada će talas kraće talasne dužine imati veću vertikalnu brzinu. Ovaj efekat je prikazan na Slici 10.17.



Dva primera uticaja amplitude na vertikalnu brzinu. Brzina vetra i amplituda talasa su iste u oba slučaja. Bleđa linija ukazuje na putanju nekog delića vazduha kroz planinski talas relativno dugačke talasne dužine. Tamnija linija prikazuje slučaj kada je talasna dužina kraća. Zaključujemo da je u drugom slučaju vertikalna brzina veća.

Visoke i relativno šiljate planine su mnogo uspešnije u produkciji jakih amplituda planinskih talasa, od niskih i relativno zaobljenih planina. Za prostrane planine manje strmih zavetrinskih nagiba, pre svega je širina planina važna u određivanju snage planinskih talasa. Dve lokacije izuzetno jakih produkcija planinskih talasa su planinske oblasti Siera Nevada i Stenovite planine (SAD). Između ostalog, to je i zbog toga, što im je pravac prostiranja pretežno sever-jug, najčešće postavljen normalno na pravac preovlađujućeg zapadnog strujanja u ovim širinama

Planinski talasi su važni atmosferski fenomeni. Oni proizvode vertikalna kretanja dovoljne veličine da mogu znatno uticati na kretanje vazduhoplova. Pored toga, oni su često udruženi sa turbulencijom, specijalno u slojevima ispod vrhova planina i blizu tropopauze. Opasne vremenske pojave koje postoje u planinskim talasima biće razmatrane u Delu III.

SISTEM PLANINSKIH TALASA

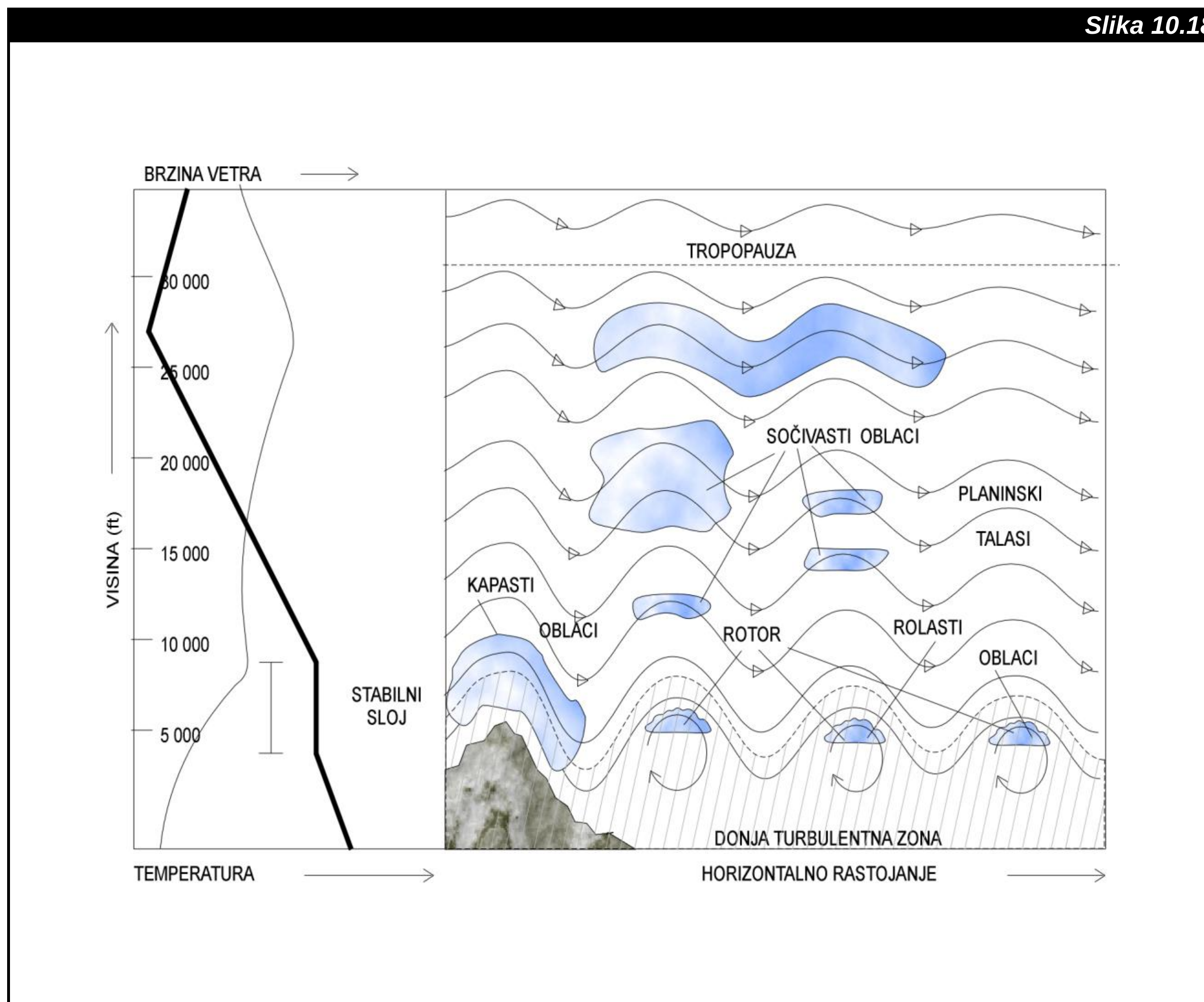
Svi planinski talasi, bez obzira na geografsku lokaciju, produkuju izvesne zajedničke osobine strujanja i oblačnosti. Većina tih osobina se može sagledati analizom tzv. modela **sistema planinskih talasa**. On je prikazan na Slici 10.18. Sistem planinskih talasa ima dve relativno odvojene celine:

- **donju turbulentnu zonu** između tla i vrhova grebena koja se odlikuje izrazitom turbulencijom, dok u
- **regionu planinskih talasa** postavljenom iznad vrhova grebena dominiraju uravnati talasi i povremena mikrorazmerna turbulencija.

Ovaj model je dragocen vodič za pomoć u određivanju regiona uticaja planinskih talasa i turbulencije. On može da se koristi za prepoznavanje talasa i turbulencije u realnoj atmosferi na osnovu samo vidljivih lokacija oblaka i drugih pokazatelja. Na primer, neki tipovi oblaka (vidi Sliku 10.18) se pojavljuju samo u regionu planinskih talasa i/ili u donjoj turbulentnoj zoni. Takođe, ovaj model pomaže i da se izvedu uslovi za utvrđivanje mogućnosti postojanja planinskih talasa na osnovu osmotrenih podataka o vetru i drugih makrorazmernih karakteristika strujanja vazduha prikazanih na vremenskim kartama. Na primer, vertikalni presek atmosfere dobijen sondžom u uslovima postojanja planinskih talasa pokazuje brojne sličnosti sa prikazanim modelom. Sondažna kriva temperature ima tipično stabilan sloj blizu vrha grebena i manje stabilne slojeve ispod i iznad, dok sondažna kriva vetra pokazuje povećanje brzine porastom visine.

Najintenzivniji deo planinskih talasa jeste **prvi** ili **primarni ciklus**. On je smešten odmah niz vetar do planine/grebena. Udaljavanjem od planine/grebena uzastopni talasni ciklusi imaju manje amplitude. Dalje vidimo da planinski talasi imaju najveće amplitude unutar sloja od nekoliko hiljada fita iznad planine/grebena, dok se iznad i ispod tog sloja amplitude smanjuju.

Slika 10.18



Poprečni presek sistem planinskih talasa prikazan je na desnoj strani slike. Planinski greben je u levom donjem uglu skice. Strujanje vazduha je slava nadesno i prikazano je tankim punim linijama i strelicama. Zona turbulencije u nižim slojevima je šrafirane, a položaji oblaka su označeni osenčenim površinama. Vertikalni presek temperature (puna debela linija) i vetra (tanka puna linija) dati su na levoj strani slike. Ovi podaci su dobijeni sondažom na mestu upravo uz vetar od planinskog grebena.

Glavna osobenost donje turbulentne zone je **rotor cirkulacija** (**rotor**) ili kružni tok vazduha u vertikalnoj ravni. Rotor se stvara ispod jednog, a ponekag i više, grebena talasa. Visina rotora je približno na nivou visine vrha planinske prepreke. Rotor stvoren ispod prvog grebena talasa, računato od prepreke, ima najveći intenzitet. On je obično i glavni izvor turbulencije u donjoj turbulentnoj zoni.

Generalno, donja turbulentna zona se karakteriše jakim udarima vetra, naročito duž zavetrenog nagiba planine. Ove osobine doprinose da turbulencija dominira ovim slojem. Opasnosti tokom leta koje se javljaju u ovom sloju biće obrađene u Delu III.

Kada postoji odgovarajuća vlaga, sistem planinskih talasa produkuje više različitih oblačnih formi, specifično nazvanih:

- **kapasti** ili **orografski oblaci** (u zavisnosti od visine vrhova planine/grebena pripadaju tipovima Altocumulus i/ili Cumulus), koji su smešteni odmah preko vrhova prepreke;
- **rolasti oblaci** (pripadaju tupu Cumulus) su deo rotor cirkulacije; i
- **sočivasti oblaci** (pripadaju poznatom tipu Altocumulus Lenticularis) se nalaze na grebenima talasa.

Prethodno navedene i opisane oblačne forme šematski su prikazane u okviru Slike 10.18, a njihove fotografije su priložene na Slici 10.19. Oblaci su važan pokazatelj prisustva planinskih talasa, jer su talasi mezorazmerni fenomeni, pa drugi detalji o njima izmiču osmatranjima u regularnoj mreži meteoroloških stanica.

Slika 10.19



Fotografije kapastih, rolastih (prema: Lester F. P., 1995.) i sočivastih oblaka (prema: Međunarodnom atlasu oblaka, 1959.). Oni se lako prepoznaju po svom položaju i obliku, a mogu da posluže kao putokaz o talasnim aktivnostima u atmosferi.

Važno je zapamtiti da je prisustvo pomenutih oblaka dobar indikator položaja planinskih talasa, grebena talasa i rotora. Međutim, takođe treba znati, da samo osmatranje pomenutih oblaka ne bi trebalo da se koristi za procenu snage vetrikalnih kretanja i njima pridružene turbulencije.

U stvarnosti su moguće široke varijacije aktivnosti planinskih talasa u odnosu na prikazan prosečan model. Na primer, aktivnost može biti ograničena samo na nižu troposferu, jer se brzina vetra ili njegov pravac smanjuju povećanjem visine, ili zato što slabi stabilnost atmosfere na većim visinama. U drugim slučajevima, talasi se mogu pojačavati povećanjem visine, dobijajući najveću aktivnost blizu tropopauze ili u stratosferi. Značajani planinski talasi su bili osmotreni i na visinama od 60 000 ft i više.

Takođe, postoje i horizontalne varijacije u strukturi planinskih talasa. Naš model sistema planinskih talasa je bio zasnovan na strujanju vazduha preko idealizovanog grebena/planine. Suprotno tome, stvarni grebeni su komplikovanije hrapavosti vrhova, vrlo različitih veličina i rastojanja. Takođe, tipična planinska oblasti više liči na nepravilno postavljen skup nekoliko grebena koji nisu potpuno paralelni. To znači, da čak i kada su uslovi vetra i stabilnosti jako dobri, isti poprečni presek na različitim geografskim mestima će pokazivati značajne varijacije u osobinama planinskih talasa.

U prizemlju niz vetar od planine/grebena, planinski talasi stvaraju tople nispono nagibne vetrove fenskih osobina. Pojava fena može da proširi prizemni (planinski) vetar mnogo dalje nego što bi to bilo samo od aktivnosti planinskih talasa.

VREMENSKI UZORCI

Vetrovi velikih razemera dovode do razvoja planinskih talasa i stvaranja fenskih aktivnosti kada su zadovoljena dva važna zahteva:

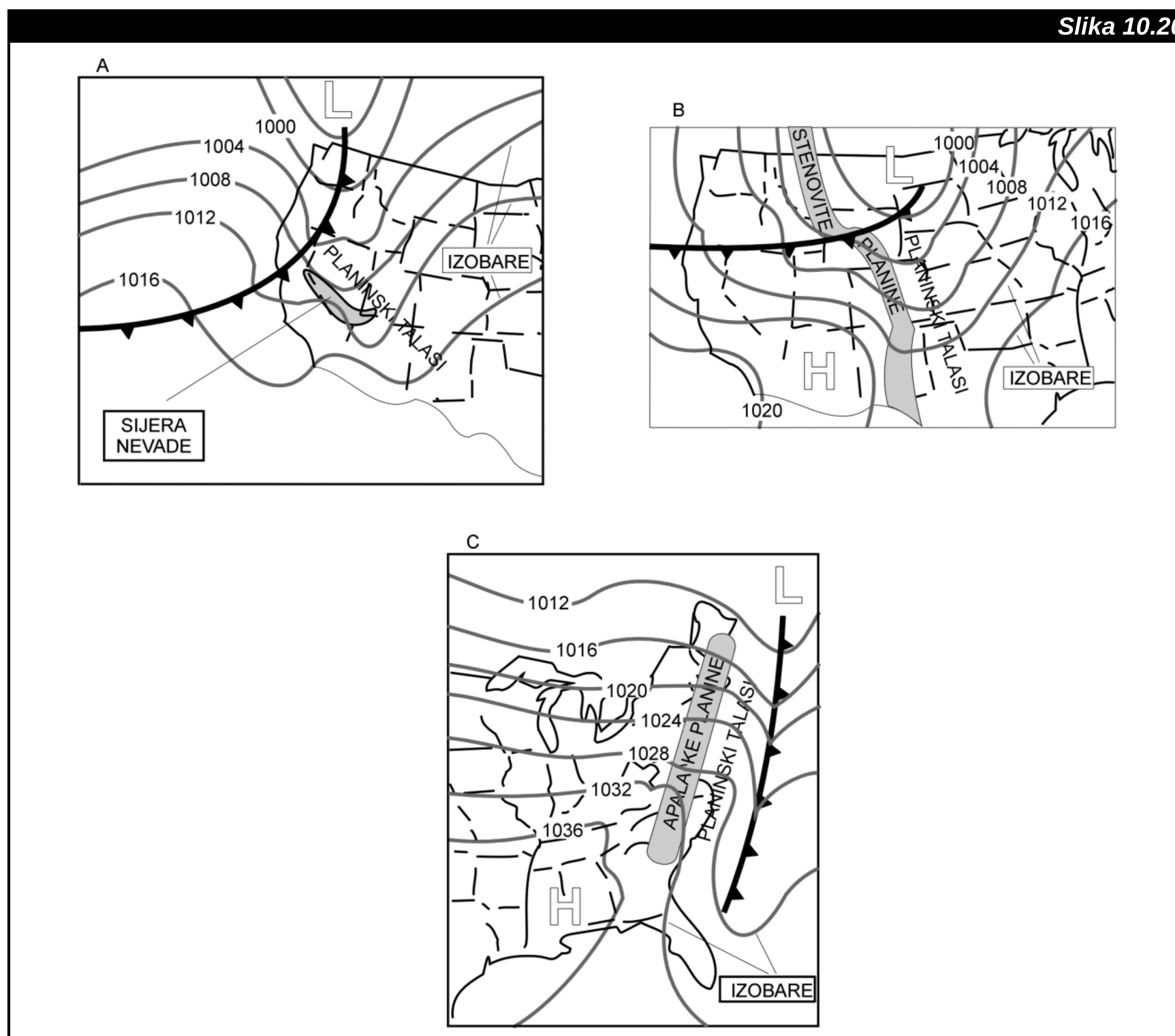
- iznad planina mora da postoji stabilan vazduh i
- brzina vetra preko planinskih vrhova mora biti najmanje 20 kt.

Ovakvi uslovi se često sreću kada se vantropski cikloni kreću preko planinskih oblasti, donoseći vrhovima planina jake vetrove i rasprostranjene stabilne slojeve vazduha. Planinski talasi se često pojavljuju tokom hladnih zimskih meseci, kada je aktivnost vantropskih ciklona najveća.

Tokom prethodnih izlaganja videli smo tipične vremenske uzorke koji dovode do stvaranja bure i košave u oblasti Balkanskog poluostrva i Panonske nizije, gde su ovi vetrovi bitno svojstvo vazduhoplovnog vremena. Tipični vremenski uzorci u kojima se javljaju zavetreni talasi možemo pronaći iznad Severne Amerike, Slika 10.20.

U zapadnim delovima SAD glavni planinski masivi se prostiru pravcem sever-jug ili severozapad-jugoistok. Zbog toga se planinski talasi pojavljuju kada frontovi i visinske doline prilaze planinama od zapada. Nakon prolaska frontova i dolina, vetar skrene a značajna talasna aktivnost prestaje. Suprotno, Apalačke planine na istoku SAD su postavljene u pravcu severoistok-jugozapad. Zbog toga je zavetrena aktivnost povoljnija tek nakon prolaska frontova i visinskih dolina ili kada nastane severozapadni vetar.

Slika 10.20



*Tri analize polja pritiska u prizemlju u situacijama kada se pojavljuju planinski talasi na istočnim padinama Siera Nevade (*A*), Stenovitih planina (*B*) i Apalačkih planina (*C*). Planine su označene zatamnjenim površinama. U svim situacijama na zapadnim stranama planina postoji polje visokog pritiska, dok je na istočnim stranama pritisak nizak. U slučajevima* A *i* B *planinski talasi su ispred fronta, a u slučaju* C *su iza fronta.*

Sažetak

U Glavi 10 je pokazano kako se upotrebom jednostavnog koncepta termičke cirkulacije mogu objasniti generalne osobine vetra s mora i kopna, planinskih, dolinskih i slivajućih vetrova. Ovakve cirkulacije malih razmera mogu imati značajne uticaje na određivanje letačkih uslova, ali njihovo prisustvo nije odmah ili uvek vidljivo na meteorološkim kartama. Naučili smo kako sebi da pomognemo u predviđanju vetra koji se stvara u zavisnosti od oblika lokalnog terena i razlika između kopna i vode.

Kada cirkulacije velikih razmera, kao što su vantropski cikloni, putuju preko hrapavog terena, dešava se interakcija između njih i okolnog terena. Tom prilikom se stvaraju različite mezorazmerne cirkulacije uključujući tu planinske talase i hladne i tople nispono nagibne vetrove. Ovi fenomeni često puta stvaraju mnogo ozbiljnije probleme pilotima, nego mnoge termičke vođene cirkulacije, jer je osmatranje planinskih talasa otežano. Mnogo puta konvencionalna mreža prizemnih meteoroloških stanica nije bila u stanju da dobro uoči ove mezorazmerne cirkulacije, jer su njihove razmere bile manje od razmera rezolucije/rastojanja meteoroloških stanica. Tako, često na kartama ne postoji mnogo detaljnih informacija raspoloživih pilotima za određivanje, na primer, lokacije i snage planinskih talasa u toku planiranja leta, a radi njihovog izbegavanja. Zato, pilot mora da zna, kako na osnovu vizuelnih pokazatelja (položaj oblaka) može da izbegne opasna mesta.

Ovom glavom završili smo Deo II - “Atmosferski cirkulacioni sistemi”. U njemu je napravljen pregled atmosferskih fenomena rangiranih od makrorazmerne opšte cirkulacije atmosfere do mikrorazmernih cirkulacija kao što su trombe i termali. U Delu III istraživaćemo opasne vremenske pojave i videćemo koju ulogu u njima igraju cirkulacije prikazane u ovom delu.

DEO III

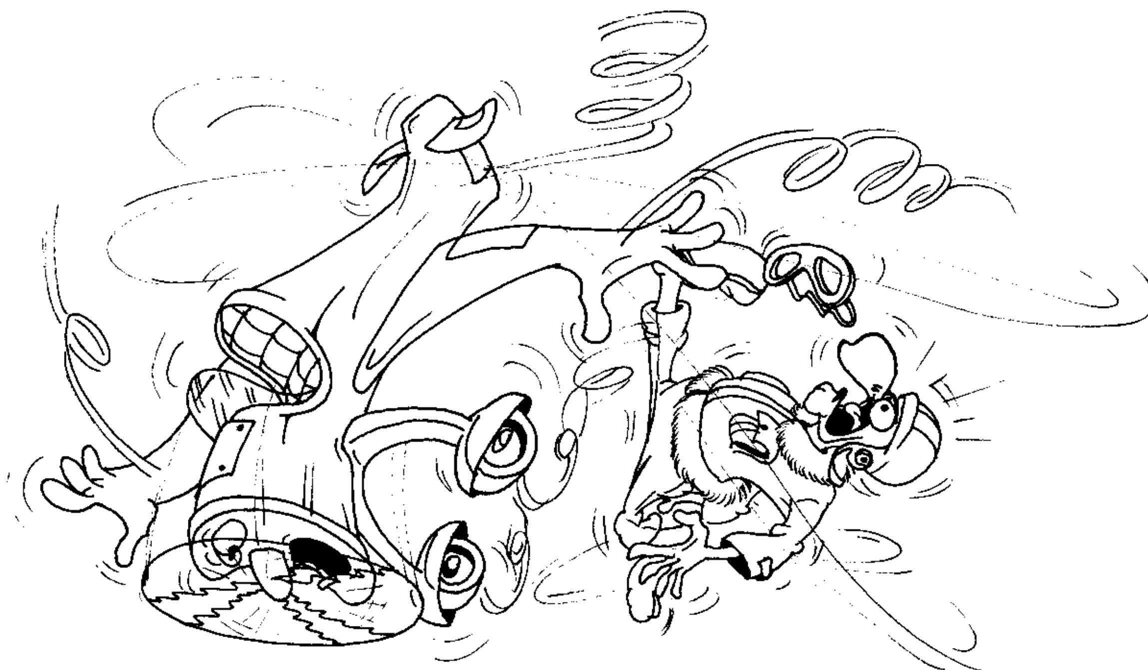
OPASNE VREMENSKE POJAVE

Cirkulacioni sistemi razmatrani u Delu II produkuju različite opasne vremenske pojave za let, kao što su: jak vetar, niska oblačnost, turbulencija, smicanje vetra, zaleđivanje i grmljavine. Osnovna svrha Dela III je da omogući izučavanje opasnih vremenskih pojava. Time ćemo steći dobre alate za blagovremeno uočavanje i predviđanje opasnih vremenskih pojava, a sve radi izbegavanja susreta s njima, kag god je to moguće.

GLAVA 11
SMICANJE VETRA

Uvod

Jako smicanje vetra je opasnost za vazduhoplovstvo. Ono uzrokuje turbulenciju i velike poremećaje u brzini vetra, zbog čega se stvaraju ozbiljini problema u upravljanju vazduhoplovom. To se posebno odnosi na operacije vazduhoplova blizu tla, jer je visina za manevrisanje ograničena u procedurama poletanja i sletanja. U ovoj glavi naučićemo šta je to smicanje vetra i istražićemo njegove uzroke. Kada se završi ova glava znaćemo koje su vrednosti smicanja vetra kritične. Takođe, znaćemo kako, zašto i gde se smicanje vetra razvija, bilo u okolini grmljavinskih nepogoda, ili u prizemnim slojevima inverzije i/ili na frontovima i/ili u ciklonima.



Odeljak A

DEFINICIJA SMICANJA VETRA

U vezi objašnjenja frontova (vidi Glavu 8) dato je i kratko objašnjenje o smicanju vetra. Pošto je smicanje vetra veoma važna briga u svim fazama leta prikazaćemo finiju definiciju ove pojave.

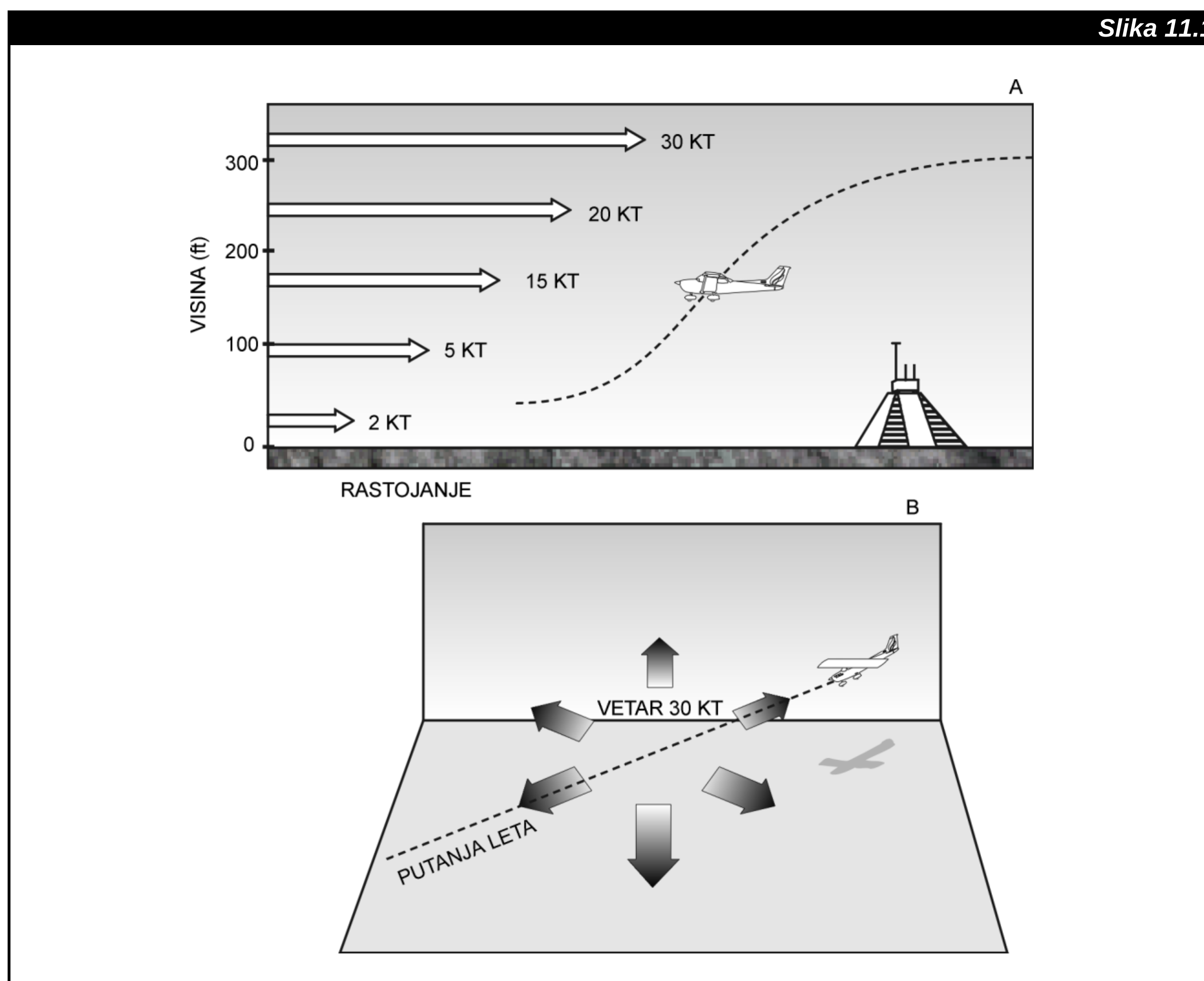
Uvodno objašnjenje gradijenta temperature (vidi Glavu 2) primenjeno na vetar predstavlja dobru definiciju smicanja vetra. Tako, **smicanje vetra** može da se definiše kao stvarni (osmotreni) gradijent vetra, odnosno kao promena vetra preko datog rastojanja. Setimo se, vetar je vektorska veličina definisana pravcem i brzinom. Zato, njegova promena može da se odnosi kako na pravac, tako i na brzinu, ili na obe veličine istovremeno. Međutim, sa stanovišta vazduhoplovstva nije svako smicanje vetra zanimljivo, odnosno opasno. Posebnu pažnju pilota privlači samo smisanje vetra koje se najbolje može opisati kao promena vetra po pravcu i/ili brzini na veoma malim rastojanjima. U ovom slučaju se pod malim rastojanjima podrazumevaju rastojanja istog razmera (reda veličine) kao i dimenzije piste ili vazduhoplova.

Slično drugim veličinama, odvojeno se posmatraju

- **vertikalno smicanje vetra** ili smicanje u vertikalnom pravcu i
- **horizontalno smicanje vetra** ili smicanje u horizontalnom pravcu.

Takođe, dozvoljene su i kombinacije ova dva slučaja. Na Slici 11.1 prikazani su primeri vertikalnog i horizontalnog smicanja vetra.

Slika 11.1



U gornjem slučaju (A) prikazan je vazduhoplov u prilazu u sloju vertikalnog smicanja vetra. Strele na levoj strani pokazuju pravac vetra na različitim visinama a brzina vetra je data u produžetku strela. U donjem slučaju (B) vidi se vazduhoplov u prilazu i prolasku kroz oblast horizontalnog smicanja vetra. Dužine širokih strela na tlu su upravo proporcionalne brzinama vetra, dok usmerenje strela pokazuje pravac vetra. U oba slučaja putenje leta su date isprekidanim linijama.

U gornjem slučaju (A) vazduhoplov se spušta kroz slojeve vertikalnog smicanjem vetra. U prikazanoj situaciji na putanji leta vetar slabi smanjenjem visine, ali nema promene njegovog pravca. Pošto vazduhoplov leti u vetar, ova situacija se doživljava kao smanjenje čeonog vetra usled smanjenja visine. Pored navedene opisne mere, tačne jedinice vertikalnog smicanja vetra po brzini su čvorovi po stotinama fita (kt/100 ft). U prikazanom slučaju, vertikalno smicanje vetra je oko 30 kt na 300 ft visine (10 kt/100 ft).

Na donjoj skici (B) putanja leta vazduhoplova prolazi kroz tačku gde se pravac vetra menja za 180 ^{0}. Na primer, ovakav uzrok horizontalnog smicanja vetra može se očekivati od širenja vazduha iz nispone strujanje izazvane padavinama (tzv. mikroizliv, vidi st. 11-5). Ova situacija nalaže opreznost u proceni smicanja. Sada razlika u brzini vetra duž putanje leta može delovati obmanjujuće, zato što se vetar okreće u obrnutom pravcu. Glavna osobina ovakvog smicanja vetra je suprotna promena pravca vetra (npr. od 30 kt čeonog vetra do 30 kt repnog vetra). Sada je smicanje vetra samo promena pravca preko datog horizontalnog rastojanja, na primer, od jednog do drugog kraja piste. Tačne jedinice ovakvog horizontalnog smicanja vetra po brzini mogu da budu stepeni promene pravca po nekoj jedinici rastojanja (npr. dužina piste,

100 m ili 1 000 m). U prikazanom slučaju, horizontalno smicanje vetra je 180 ^{0} na dužini piste. *Međutim, treba zapamtiti da informacija o smicanju vetra može biti data i kao upozorenje o gubitku čeonog vetra u čvorovima, ili kao brzina i pravac prizemnog vetra na dve različite lokacije duž piste.*

Dve skice prikazane na Slici 11.1 su idealizovane. U opštem slučaju, promena u brzini vetra dešava se istovremeno uz promenu pravca. Jedna od glavnih briga pilota je da zna, koliko se menja čeoni ili repni vetar duž putanje leta i na kom se najkraćem rastojanju to dešava. Međutim, ako nema podataka o vetru, kao dobar indikator smicanja vetra može poslužiti promena brzine vazduhoplova. Smatra se da je smicanje vetra značajno kada postoje fluktuacije u brzini vazduhoplova od 15 kt do 20 kt.

Smicanje vetra ispod 2 000 ft od AGL duž putanje završnog prilaženja ili duž poletanja i početnog penjanja poznato je kao **nisko smicanje vetra** (*Low-Level Wind Shear* - **LLWS**). S obzirom na ogromnu važnost poletanja i sletanja, kao i ulogu koju pri tome ima LLWS, često se koristi kategorizacija vertikalnog LLWS prema kriterijumima datim u Tabeli 11.1.

Tabela 11.1

NISKO SMICANJE VETRA (LLWS)	
KATEGORIJE LLWS	VELIČINA LLWS (kt/100 ft)
Slabo	manje od 4.0
Umereno	Od 4.0 do do 7.9
Jako	Od 8.0 do 11.9
Žestoko	Veće ili jednako 12.0

Nekoliko kategorija LLWS *razvijenih po članovima vertikalnog smicanja vetra. Setimo se da se* LLWS *primenjuje na smicanje vetra unutar sloja od* 2 000 ft *od tla, duž putanja završnog prilaženja, poletanja ili penjanja. Saglasno prikazanim vrednostima, vertikalno smicanje vetra na Slici 11.1 odgovaralo bi jakom* LLWS.

Uticaji smicanja vetra na vazduhoplov prilikom poletanja i sletanja su dobro poznati. Ako pilot vazduhoplova susretne smicanje vetra u prilaženju i pri tome ne uspe da podesi brzinu vazduhoplova prema iznenadnom smanjenju čeonog i/ili povećanju repnog vetra, doći će do podbacivanja u sletanju zbog gubitka visine. Slično, usled iznenadnog povećanja čeonog i/ili smanjenja repnog vetra u prilaženju, doći će do prebacivanja (preletanja) u sletanju. Prethodna razmatranja su utemeljena na jednostavnom pravilu da prilikom letenja, pod uslovom da nisko smicanje vetra ne postoji, iznenadno smanjenje čeonog vetra stvara gubitak u brzini vazduhoplova, koje je jednako smanjenju brzine vazduhoplova.

Kada se smicanje vetra sreće u poletanju, pri čemu se čeoni vetar smanjuje i/ili se repni povećava, ugao i brzina penjanja biće smanjeni. Zatim, jako smicanje vetra duž bočnog pravca može uzrokovati odstupanje vazduhoplova od centralne linije piste. *Zapamtimo da smicanje vetra spada u opasne vremenske pojave čije smetnje u vazduhoplovnom vremenu u blizini aerodroma ne moraju biti jasno vidljive.*

Odeljak B

UZROCI SMICANJA VETRA

U prethodnih nekoliko godina, termin smicanje vetra često je bio koriščen da opiše LLWS u okolini konvektivnih padavina ili nispono strujanje izazvano padavinama (tzv. mikroizliv, vidi st. 11-5). Kada se pomene LLWS, mnogi iskusni piloti prvo pomisle na konvektivne padavine. Razlog da se smicanje vetra pridružuje konvektivnim padavinama leži u tome, što je ova pojava bila identifikovana kao uzrok značajnih i brojnih vremenskih incidenata u kojima je dolazilo do velikih gubitaka života i materijalnih šteta. Međutim, podsetimo se, nispono strujanje izazvane padavinama je samo jedan od uzročnika smicanja vetra. Videćemo u kasnijim odeljcima da i neki drigi potpuno drugačiji vremenski fenomeni mogu proizvesti opasno smicanje vetra.

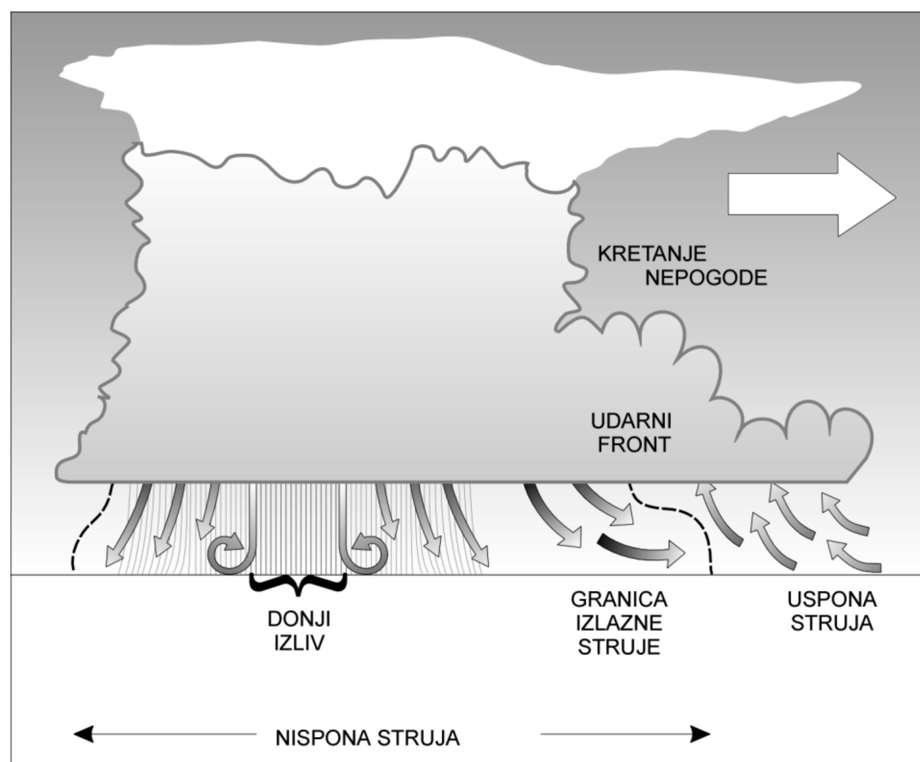
Posmatrano generalno, kritično smicanje vetra za vazduhoplovne operacije se javlja na nivou mikrorazmera; preko horizontalnih rastojanja od jednog kilometra ili manje i vertikalnih rastojanja manjih od 1 000 ft. Ovi razmeri su tako mali da piloti nemaju vremena za bezopasan manevar vazduhoplovom kako bi kompenzovali promenu vetra.

Mada su dimenzije oblasti značajnih smicanja vetra male, smicanje se redovno uzrokuje cirkulacijama vrlo različitih razmera. Njihova veličina može da se kreće od makrorazmernih ciklona do mikrorazmernih termala. Neki od najvažnih izvora smicanja vetra biće opisani u nastavku ovog odeljka.

MIKROIZLIV

Ključ za razumevanje razvoja smicanja vetra ispod baze konvektivnih oblaka je dobro poznavanje osobina tipično nisponog strujanja izazvanog padavinama. Ovaj fenomen je bio uveden u Glavi 9. Njegove glavne osobine su sumirane na Slici 11.2.

Slika 11.2



Uslovi ispod baze višestruko ćelijske grmljavinske nepogode. Smicanje vetra i turbulencija se nalaze unutar: nispone struje, donjeg izliva i/ili na granici izlazne struje u blizini udarnog fronta.

Nisu sva nispona strujanja izazvana padavinama udružena sa kritičnim vrednostima smicanja vetra. Ovakva kretanja po svom intenzitetu i razmerama mogu veoma široko da variraju. Do ovakvog rezultata došao je tokom 1970. godine poznati naučnik T. Fuđica (*Fujita*). On je zbog toga, nispona strujanja izazvana padavinama, a posebno ona koja su opasna za operacije letenja, razvrstao u dve klase.

1. Za prvu od njih, specijalno je skovao engleski naziv ***downburst***. Pod ovim pojmom će se podrazumevati klasa jakih i koncentrisanih nisponih strujanja izazvanih padavinama, koje izlazeći iz oblaka stvaraju pri tlu štetu kao da je izazvana eksplozijom. U traženju odgovarajućeg prevoda za ovaj izraz, autor predlaže srpski termin **donji izliv** (*downburst*).
2. Za drugu klasu jakih i koncentrisanih nisponih struja izazvanih padavinama uveo je tokom 1985. godine engleski naziv ***microburst***. Analogno prethodnom prevodu, autor za ovaj izraz predlaže srpsku reč **mikroizliv** (*microburst*). *Prema originalnoj definiciji mikroizlov je donji izliv čije su horizontalne dimenzije 4 km ili manje.*

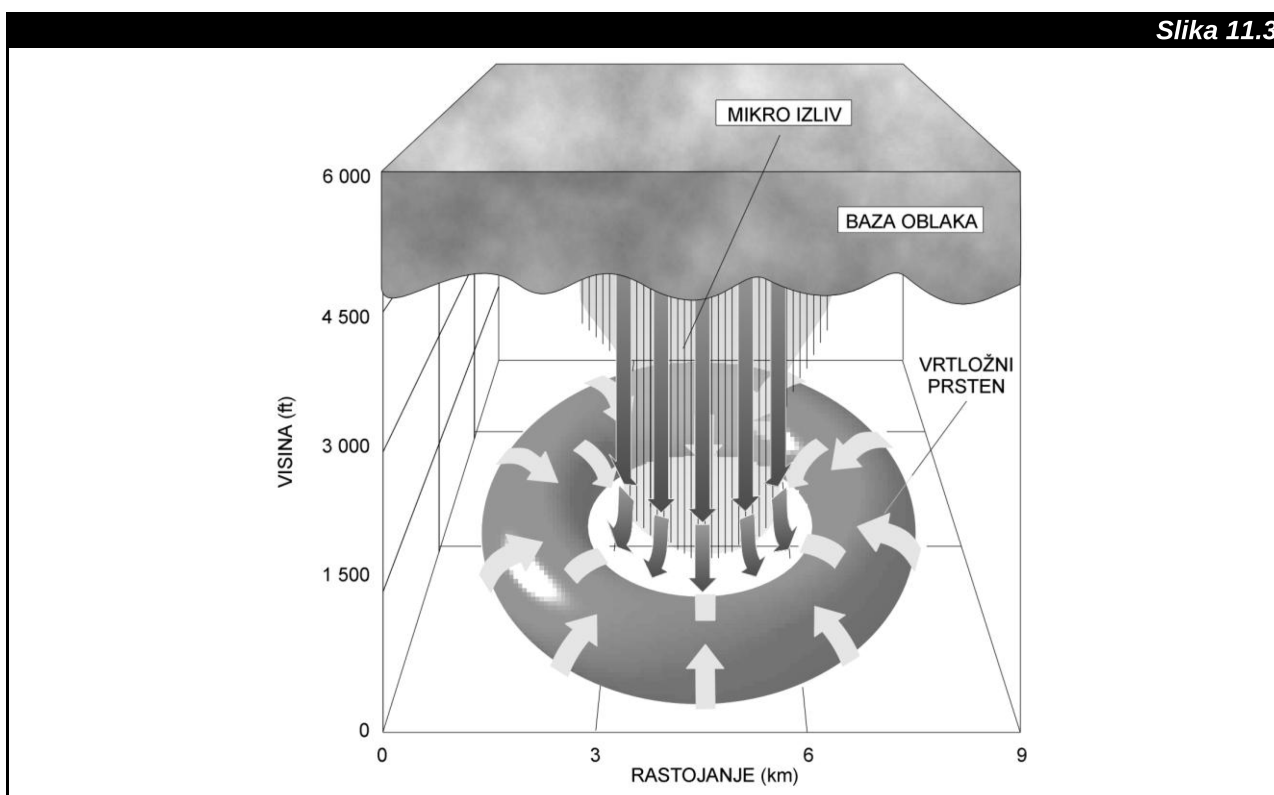
Donji izliv formiraju isti procesi koji produkuju manje intenzivnu, ali zato mnogo rasprostranjeniju donju/nisponu struju (*downdraft*). Setimo se (vidi Glavu 9, Odelak B), u oba slučaja se u nezasićenom prostoru ispod baze oblaka ističući vazduh izazvan padavinama ohladi zbog isparavanja i topljenja padavinskih delića. Hlađenje pojačava negativnu silu potiska ističućeg vazduha, čime se on ubrzava, a njegova razorna moć raste. Na mestima najintenzivnijih padavina stvara se mikroizliv. Na tim mestima se donja struja pojačava intenziviranjem padavina. Pored toga, kada se u donju struju umeša i suvi vazduh, dolazi do još jačeg hlađenja, usled jačeg isparavanja. Time se stvara još veća negativne sile potiska, čime razorna moć donje struje dobija ekstremne vrednosti.

Mikroizliv može da se dogodi u pojedinačnim, višestrukim i super ćelijskim grmljavinskim nepogodama. Izolovane, pojedinačne ćelije sadrže velike opasnosti za vazduhoplovstvo, jer su malih razmera, naglog razvoja i imaju vrlo jake izlazne struje u blizini udarnog fronta. Veće, višestruke ćelije su obično lake za izbegavanje, zato što su manje učestale, većih su razmera, imaju duži životni vek i često su već identifikovane kao jake.

Važno je zapamtiti da u proceduru poletanja i sletanja nikada ne treba ići ukoliko se ispred nalazi grmljavinska nepogoda. Od nje se uvek treba udaljavati, nikada joj se ne treba približavati.

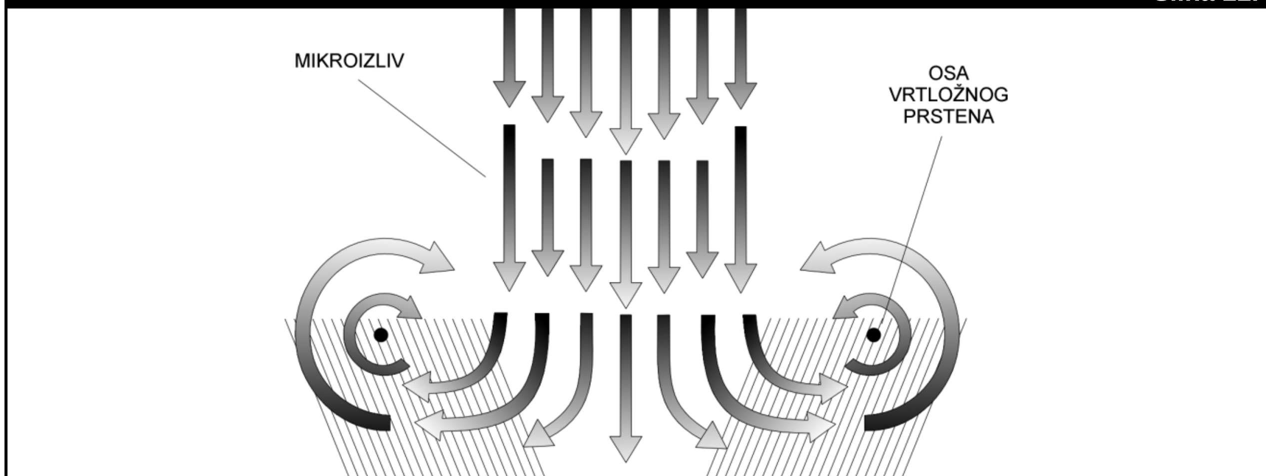
Radi pojednostavljenja, a saglasno praksi u vazduhoplovnoj meteorologiji, za opis nisponih struja izazvanih padavinama (donja struja, nispona struja, donji izliv i mikroizliv) u kojima se proizvodi smicanje vetra, u narednim diskusijama koristićemo uglavnom termin mikroizliv. Trodimenzionalni pogled na idealizovan mikroizliv prikazuje Slika 11.3.

Slika 11.3



Simetrični mikroizliv. Strelice ukazuju na strujanje vazduha, a vertikalne linije ukazuju na padavine.

Slika 11.4



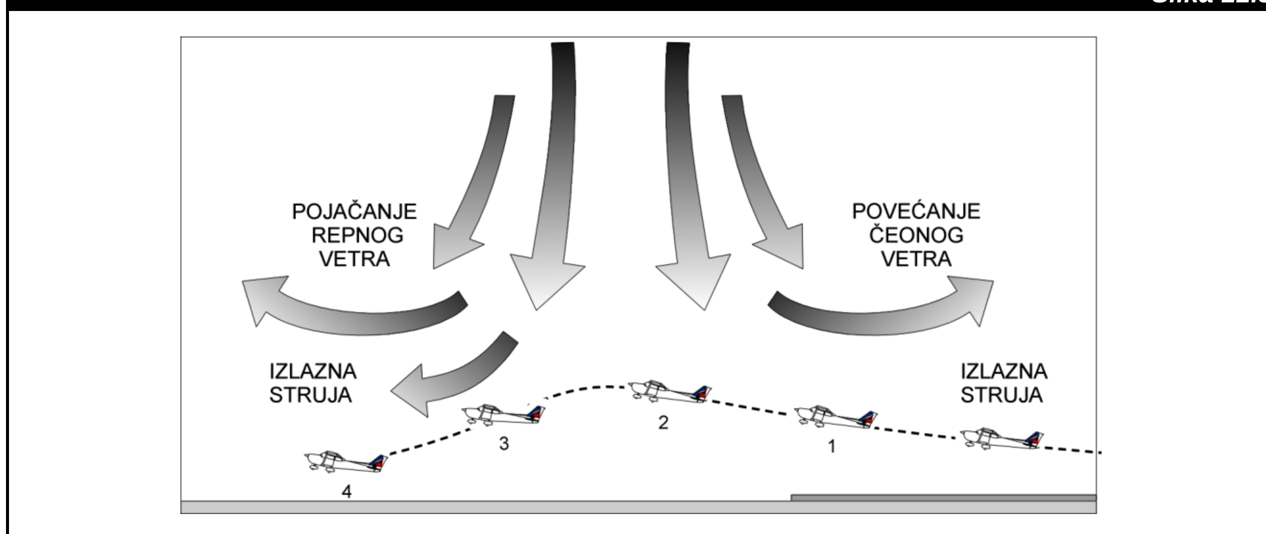
Poprečni presek kroz mikroizliv. Opasnost za letenje čine: jaka donja (nispona) struja, često jake padavine, rafalni vetar (šrafirana oblast), jako horizontalno smicanje vetra od jedne do druge strane mikroizliva i turbulenciju u vrtložnom prstenu.

Mikroizliv se karakteriše jakim jezgrom hladnog i gustog vazduha koji se spušta iz baze konvektivnog oblaka. Kada dostigne tlo, on se raširi bočno u obliku **vrtložnog prstena**, koji se spolja rula uspono, a unutra nispono duž spoljne granice mikroizliva. Ovakav model mikroizliva može se interpretirati i kao neki naopako (obrnuto) postavljeni termal. Tipično mikroizlivno spuštanje vazduha od baze matičnog oblaka do tla traje oko 1 minut. Trajanje mikroizliva i/ili vrtložnog prstena od vremena eksplozivnog udara nispone struje o tlo, do njegove disipacije iznosi od 5 do 30 minuta, a najčešće je oko 15 minuta. Mnogi mikroizlivi značajno oslabe posle svega nekoliko minuta. Postoji dobra evidencija o tome da su neki duži slučajevi mikroizliva bili kombinacija uzastopnih mikroizliva, udaljenih svega nekoliko minuta jedan od drugog na istoj lokaciji.

Poprečni presek kroz idealizovan mikroizliv, kada on dostigne tlo, prikazan je na Slici 11.4. Horizontalno smicanje vetra se pojavljuje kroz osnovu mikroizliva. Sada možemo videti zašto je smicanje opasno. Brzina vetra je velika, a pravac se menja za 180 ⁰ preko centralne linije mikroizliva. Pored toga, jako nispono kretanje i jaka kiša u centralnom delu mikroizliva smanjuju penjanje vazduhoplova. Takođe, na svim tim mestima i u vrlo dugačkom periodu vremena, blizu tla je često prisutna vrlo niska oblačnost i loša/mala vidljivost.

U mikroizlivu su osmotrene najveće nispone brzine oko 25 kt u njegovom središtu. Takođe, ustanovljeno je da su moguće i brzine preko 100 kt. Međutim, kritičnija je promena brzine vetra kroz mikroizliv. Na primer, kada avion prolazeći kroz sredešte simetričnog mikroizliva susretne čeoni vetar od 45 kt, treba očekivati da ukupno smicanje vetra bude 90 kt. Ovakva vrednost LLWS prevazilazi izdržljivosti mnogih lakih vazduhoplova i nalazi se oko maksimalne izdržljivosti za jake mlazne transportere. Efekat ovakve situacije ilustrovan je na Slici 11.5.

Slika 11.5



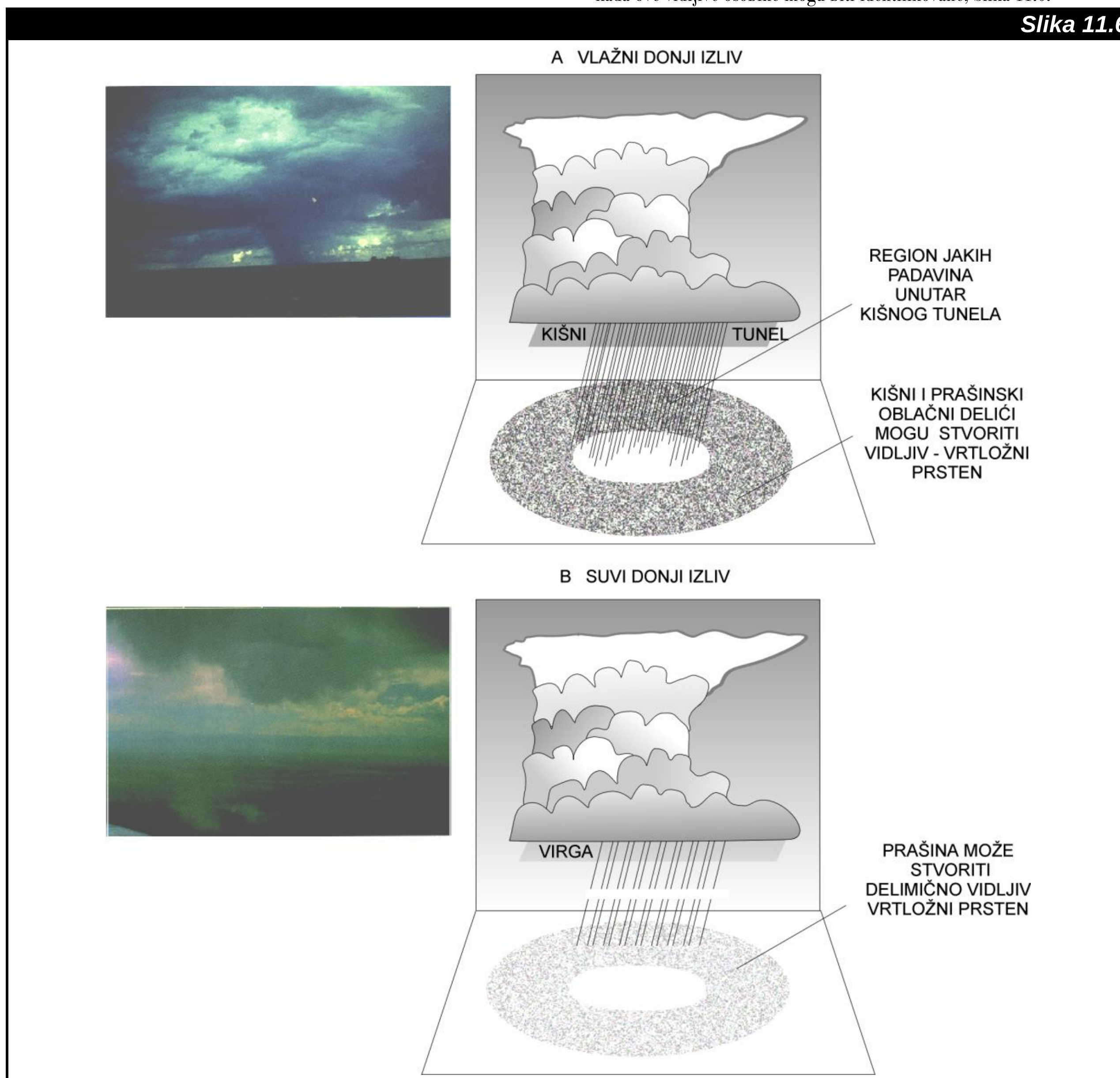
Prilikom poletanja u/kroz mikroizliv vazduhoplov dobija povećanje čeonog vetra (1), sledi smanjenje čeonog vetra i pojavljivanje nispone struje (2) i na kraju pojava repnog vetra (3). Najjaču nisponu struju treba očekivati između pozicije 2 i 3. Na kraju (4), usled gubitka brzine aviona zbog pojave repnog vetra može doći do opasnog približavanja podlozi ili sudara s njom.

Sa mikroizlivom treba biti veoma oprezan, jer se on može javiti i ispod oblaka tipa Cumulus. Setimo se diskusija iz prethodnih glava. Tamo smo ustanovili da se za formiranje donjeg izliva ne zahteva obavezan razvoj oblaka tipa Cumulonimbus, već se pljuskovi mogu pojaviti i iz oblaka tipa Cumulus. Zbog toga se i mikroizliv može pojaviti pod istim uslovima.

Još veće iznenađenje mikroizliv, odnosno vrtložni prsten, može napraviti u situacijama kada se pojavi van mesta nastanka. Na primer, on se može kretati pod uticajem vetra velikih razmera u koji je ugnežđena grmljavinska nepogoda. Ovakav, "putujući" mikroizliv biva brzo uništen zbog disipacije, ali može stvoriti jak vetar i smicanje vetra na nenadanom mestu duž svoje putanje.

Postoji i nekoliko vidljivih pokazatelja o prisustvu velikih donjih izliva i mikroizliva. U vlažnim klimatskim oblastima baze konvektivnih oblaka teže da budu niže. Ovakvi uslovi produkuju **vlažne donje izlive** ili **vlažne mikroizlive** koji su blisko povezani sa vidljivim stubom kiše. Međutim, u suvim klimatskim oblastima, kao što su pustinje u jugozapadnim delovima SAD i drugim oblastima, baze grmljavinskih nepogoda su često visoke. Zbog toga se događa da kišni tuneli (okna) kompletno ispare pre nego što dospeju do podloge. U takvim slučajevima se produkuju **suvi donji izlivi** ili **suvi mikroizlivi**. Oni su blisko povezani sa vidljivim stubom virge ispod baze oblaka i karakterističnim peščanim (vidljivim) prstenom na tlu. Srećom, suvi mikroizlivi se uglavnom dešavaju popodne (ne noću), kada ove vidljive osobine mogu biti identifikovane, Slika 11.6.

Slika 11.6



Vidljivi pokazatelji vlažnog donjeg izliva ili mikroizliva prikazani su na panelu A, a suvog donjeg izliva ili mikroizliva prikazani su na panelu B, pomoću skica i fotografija, (prema: Lester F. P., 1995.).

Ako se nispona struja dovoljno raširi i od izlivenog hladnog vazduha formira jasan udarni front, jako smicanje vetra će obavezno postojati i na udarnom frontu, odnosno, na granici izlazne struje (vidi Sliku 11.2). U ovom slučaju do smicanja vetra dolazi jer spred fronta postoji uspono kretanje a iza fronta je nispono kretanje. Zbog toga se ne treba iznenaditi ako se smicanje, uključujući i LLWS, pojavi daleko ispred granice kišnog tunela.

Za kraj važno je zapamtiti sledeća pravila:

- *ne sme se praviti pokušaj letenja ispod grmljaviske nepogode, čak i kad može da se vidi na drugu stranu i*
- *ako postoji grmljavinska nepogoda u okolini aerodroma gde je planirano sletanje, obavezno treba očekivati smicanje vetra i turbulenciju u prilazu.*

OSMATRANJE LLWS

Konvencionalni osmatrački sistem vazduhoplovnog vremena je uglavnom postavljen u retkoj mreži meteoroloških stanica za potrebe vazduhoplovstva. Pored toga, ove stanice retko kada imaju više od jedne osmatračke lokacije, što je nedovoljno da se kvalitetno osmotri nisko smicanje vetra izazvano donjim izlivom, mikroizlivom i udarnim frontom. Za njihovo kvalitetno osmatranje potrebno je na aerodromu obezbediti mnoštvo osmatračkih lokacija. Zato se u okolini mnogih aerodroma, gde su grmljavinske nepogode učestale i/ili se LLWS javlja iz drugih razloga, na tlu instaliraju posebni osmatrački sistemi za identifikaciju LLWS fenomena. Oni su poznati pod nazivom **upozoravaći sistemi za nisko smicanje vetra** (*Low-Level Wind shear Alert System* - **LLWAS**). Ovi sistemi neprekidno osmatraju u okolini aerodroma vetar i još neke veličine u prizemnom sloju na više nivoa. Osmotreni podaci se automatski šalju u centralni računar na obradu. Računar na osnovu analize dobijenih podataka i upotrebom unapred postavljenih kriterijuma za pojavu LLWS, određuje mesta na različitim presecima u okolini aerodroma na kojima postoji smicanje vetra. Na osnovu ovih informacija izdaju se upozorenja o smicanu vetra.

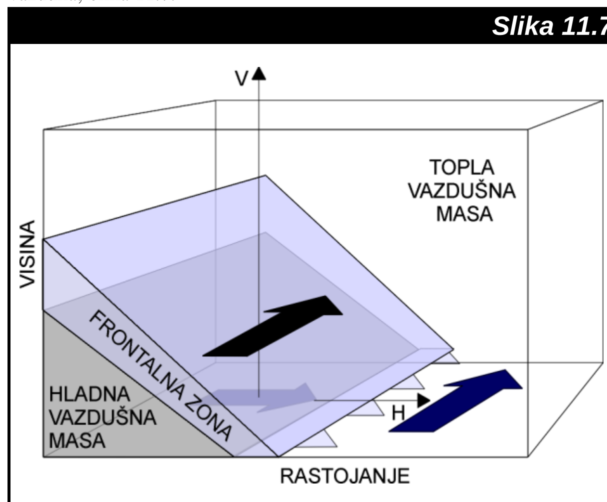
Na mnogim aerodromima se za obezbeđivanje vrlo gustih informacija o smicanju vetra koristi tzv. **terminalni Doplerov vremenski radar** (*Terminal Doppler Weather Radar* - TDWR). Ovakav radar ima veću snagu i uži radarski snop od konvencionalnog radara. Ovim osobinama je obezbeđena veća rezolucija osmotrenih podataka, čime se dobija detaljnija slika grmljavinske nepogode.

Ponekad se u istraživačke svrhe upotrebom numeričkih/kompjuterskih simulacija/prognoza vremena dobijaju dobre/upotrebljive informacije o smicanju vetra. Dostizanje pune praktične primenjivosti ovakvih metoda se očekuje s velikim nestrpljenjem, jer će se tada značajno umanjiti opasnost od mikroizliva.

SMICANJE VETRA NA FRONTOVIMA

Već znamo iz Dela II da se na frontovima nalaze oblasti smicanja vetra. U stvari, tokom pregleda i/ili analize prizemne karte pritiska, često se koristi skretanje vetra preko fronta kao pokazatelj njegove lokacije. Podsetimo se da je front (frontalna površina) zona između dve različite vazdušne mase. Pošto hladan vazduh uvek leži u obliku klina ispod toplog vazduha, frontalna zona je uvek nagnuta preko hladnog vazduha, Slika 11.7.

Slika 11.7



Perspektivni pogled kroz hladni front. Široke strele ukazuju na vetar. Smicanje vetra kroz nagnutu frontalnu zonu je vertikalno smicanje duž linije V *i horizontalno smicanje duž linije* H. *Oba smicanja su smeštana u frontalnoj zoni.*

Prolazak fronta se izveštava na meteorološkim stanicama kada topla granica frontalne zone prođe stanicu. Međutim, promena vetra traje sve dok stanicu ne prođu obe granice frontalne zone. Zbog toga je najveće smicanje vetra upravo u frontalnoj zoni, pa se zbog toga ono naziva **smicanje vetra na frontu**. Takođe, možemo videti da se smicanje vetra na frontu događa u horizontalnom i vertikalnom pravcu. Tipično vreme trajanja kritičnog LLWS na frontu iznosi

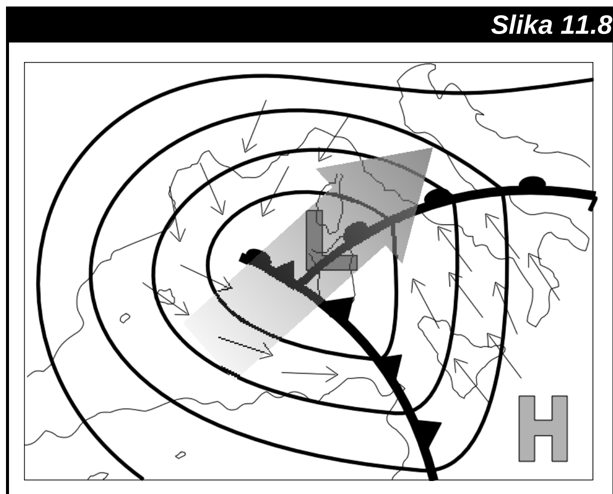
- od jednog do tri sata posle prolaska hladnog fronta i
- oko šest sata pre prolaska toplog fronta.

Treba zapamtiti, da prolazak kroz frontalnu zonu, pored jakog smicanja vetra, obavezno donosi i jaku promenu horizontalne temperature.

SMICANJE VETRA U PLITKIM CIKLONIMA

Jako **smicanje vetra u plitkim ciklonima** se često javlja i tokom hladnih perioda godine, specijalno u blizini toplog fronta. Za razliku od okludovanih ciklona čiji razvoj može dostići i visinu od 300 hPa (30 000 ft), najveća visina razvoja plitkog ciklona ne može biti viša od 700 hPa (10 000 ft). Jedan primer ovakvog razvoja dat je na Slici 11.8.

Slika 11.8



Primer smicanja vetra u plitkom ciklonu. Prizemni vetar (tanke strelice) je severoistočnog pravca ispred toplog fronta, dok je istovremeno iznad frontalne zone (700 hPa) *duva jak jugozapadni vetar (široka strela).*

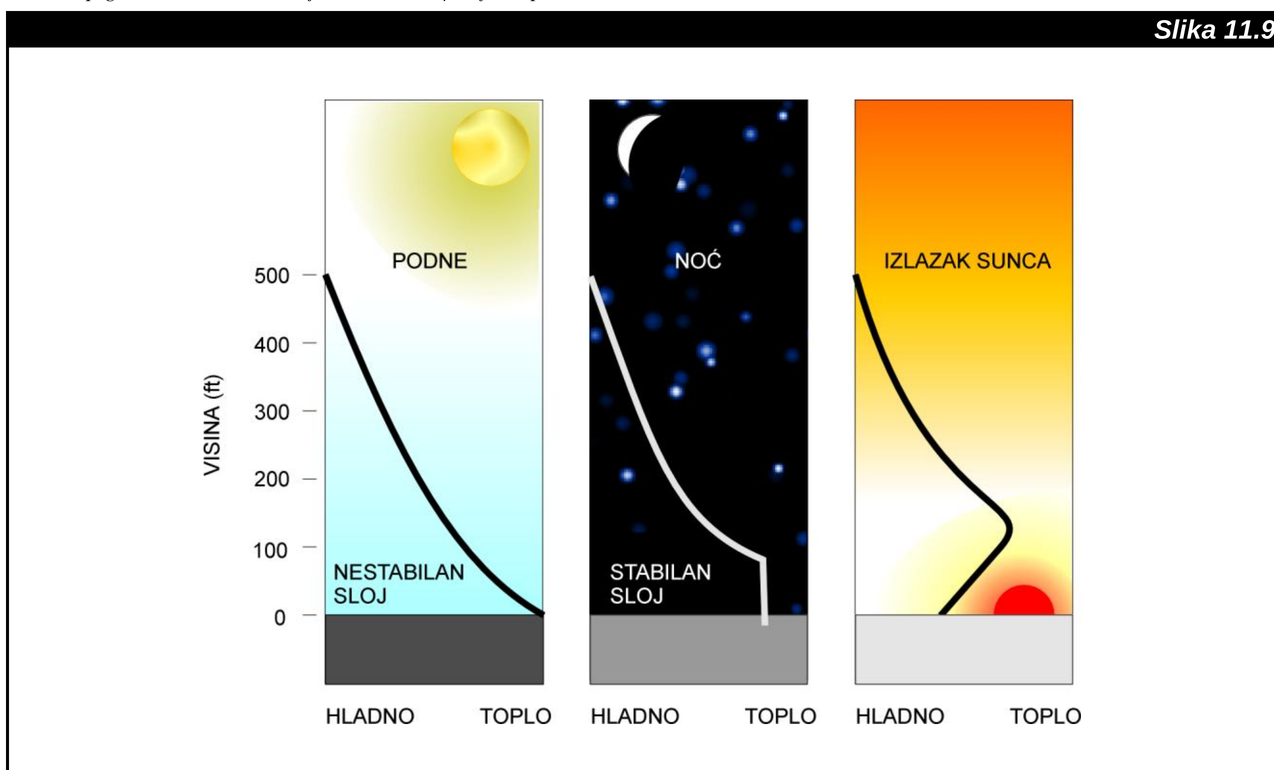
SMICANJE VETRA U VAZDUŠNIM MASAMA

Smicanje vetra u vazdušnim masama se pojavljuje noću tokom lepog vremena u odsustvu jakih frontova i/ili jakih prizemnih gradijenata pritiska. Ova vrsta smicanja se javlja kada tlo usled radijacionog gubitka energije postane hladnije od okolne vazdušne mase. Tom prilikom se stvori prizemni sloj inverzije. U njemu se temperatura povećava porastom visine u sloju debljine nekoliko stotina fita. Taj sloj se naziva **noćna inverzija**, Slika 11.9

Stabilni sloj noćne inverzije još više utišava sporo krećući vazduh pri tlu, gde vetar i inače ima tendenciju da se noću smanjuje. Suprotno, vetar na visini se noću često pojačava na visini od nekoliko stotina fita iznad tla, pošto je zbog prisustva prizemne noćne invezije izolovan od uticaja sile (površinskog) trenja. Kao rezultat ovih procesa javlja se povećanje vertikalnog smicanje vetra kroz noćnu inverziju. Na primer, ovako stvoren vertikalni LLWS može biti u pojedinačnim slučajevima iznenadan i jak. U ovakvim situacijama pilot može očekivati zonu smicanja vetra u sloju inverzije, kad god je na visini od 2 000 ft do 4 000 ft od tla, a brzini vetra najmanje 25 kt. Nakon izlaska Sunca konvektivno mešanje uništi noćnu inverziju. Time se ponovo uspostavi veza između sile trenja i vetra na visini, tako da vertikalni LLWS oslabi.

Tokom zime, preko snegom i ledom prekrivenih regiona, prizemna inverzija je vrlo jaka, a može opstati i tokom obdanice. *Zbog toga se u takvim oblastima pri poletanju i sletanju savetuje veća obazrivost, posebno kada je iznad sloja inverzje jak vetar.*

Slika 11.9



Sondažne krive nižih slojeva u podne, noću i pred izlazak Sunca u vedrom vremenu. Tokom noći se zbog noćnog hlađenja stvori u prizemlju stabilan sloj vazduha. Do izlaska Sunca stabilnost se povećava stvaranjem noćne inverzije.

SMICANJE VETRA U VISOKIM STABILNIM SLOJEVIMA

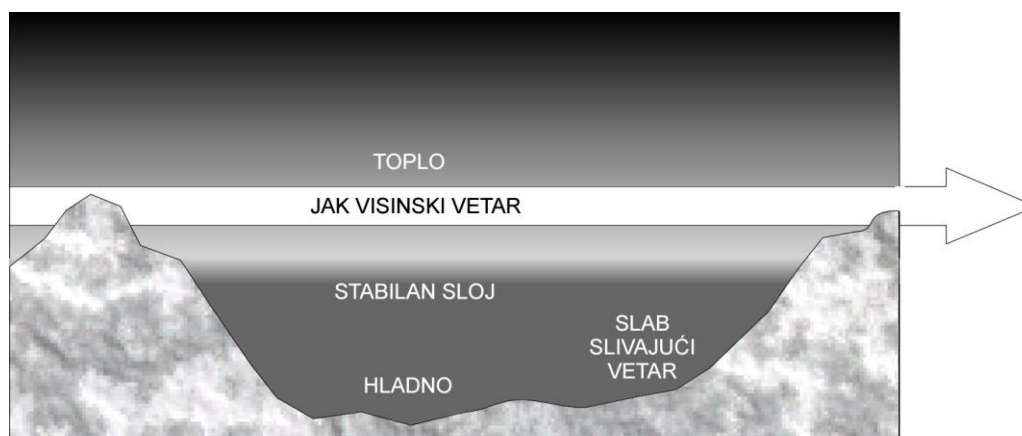
Smicanje vetra se može naći i u drugim stabilnim slojevima. Ovi slojevi su obično smešteni u slobodnoj atmosferi, iznad plitkih i hladnih vazdušnih masa, pa se zato nazivaju **visoki stabilni slojevi**, a pripadajuće smicanje se oznava kao **smicanje vetra u visokim stabilnim slojevima.** U toplim mesecima obdanična konvekcija koncentriše smicanje na vrhovima vazdušne mase. Tokom zime, ovi stabilni slojevi mogu da se prošire sve do tla, posebno u oblastima pokrivenim snegom i ledom.

Nakon prolaska hladne vazdušne mase preko planinskog regiona, hladan vazduh često ostaje zarobljen u dolinama, dok se iznad njega kreće topao vazduh. Podignut stabilni sloj vazduha se obično nalazi upravo ispod vrhova planina/brda. Ako iznad planina/brda postoji jak vetar pojaviće se jako vertikalno smicanje vetra u stabilnom sloju, ili između slabe i hladne struje u dolini i tople struje iznad planina, Slika 11.10. *Treba zapamtiti da skoro uvek dolazi do iznenadne promene brzine vazduhoplova kod penjanja i/ili spušta kroz stabilan sloj.*

SMICANJE VETRA BLIZU MLAZNE STRUJE

U izvesnim slučajevima u okolini visinskih dolina i grebena u zoni uticaja mlazne struje produkuju se značajna **smicanja vetra blizu mlazne struje**. Najjača smicanja su obično udružena sa jakim gradijentima u polju pritiska, i/ili sa jakim vetrovima. Oblasti unutar nekoliko hiljada fita od tropopauze imaju najveću verovatnoću jakog smicanja vetra. Povremeno, smicanje je dovoljno jako da uzrokuje velike fluktuacije u brzini vazduhoplova, posebno prilikom penjanja ili spuštanja. *Treba zapamtiti, da iako su ovi slojevi smicanja vetra značajniji zbog pojave turbulencijom vedrog (čistog) vremena*, o čemu će više informacija biti dato u sledećoj glavi, *nikako se opasnost od smicanja ne sme zanemariti.*

Slika 11.10



Vertikalno smicanje vetra se često nalazi u podignutom stabilnom sloju koji prekriva hladan vazduh zarobljen u planinskoj dolini.

Sažetak

Smicanje vetra je jedna od najozbiljnijih niskoslojnih opasnih vremenskih pojava u atmosferi. Značajna smicanja vetra se ne pojavljuju samo u mikroizlivu, već se događaju na frontovima, u plitkim ciklonima i tokom noćnih inverzija. Takođe, smicanje vetra se javlja u slobodnoj atmosferi; u visokim stabilnim slojeva i blizu mlazne struje.

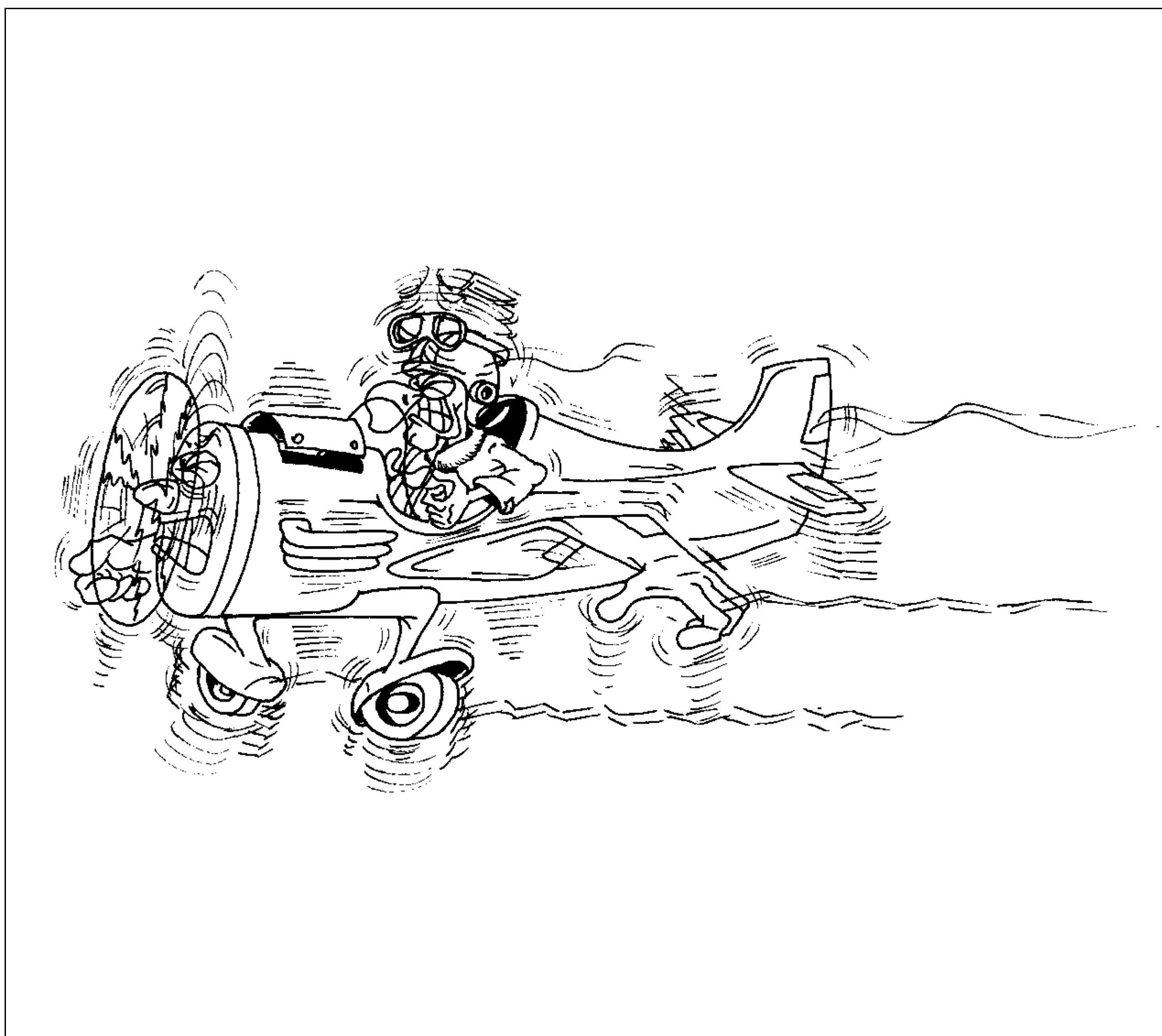
Nedovoljna svest o svim uzrocima vazduhoplovnih vremenskih uslova koji stvaraju smicanje vetra može dovesti do katastrofalnih rezultata. Kada je vazduhoplov vrlo blizu tla, susret sa LLWS može biti neoprostiv. Zato se mora raspolagati osnovnim alatima za prepoznavanje smicanja vetra. Prepoznavanje je preduslov da se izbegnu mesta potencijalnog stvaranja i/ili postojanja smicanja vetra, kao daleko najboljih oblika zaštite. Pošto to uvek nije sasvim moguće, treba prihvatiti da je mnogo bolja zaštita imati bilo kakve informacija o LLWS, nego nemati nikakve. Međutim, bilo kakvo stvaranje ovih informacija, kao najnužnijeg oblika zaštite, zahteva poznavanje i uspešnu primenu nekog od ponuđenih koncepata nastanka smicanja vetra. U sledećoj glavi, saznaćemo mnoge detalje o brojnim vremenskim situacijama gde se smicanje vetra i turbulencija pojavljuju u isto vreme i na istom mestu.

GLAVA 12
TURBULENCIJA

Uvod

Prirodna osobina svih fluida u kretanju je da pod određenim uslovima moraju da sadrže izvestan stepen turbulencije. To znači da skoro uvek možemo naći neki deo fluida gde brzina fluktuira ili se menja na neuređen/haotičan način. Atmosfera je fluid koji ima navedene osobine. Fluktuacije brzine koje se nalaze unutar atmosfere su najčešće slabe i jedva primetne tokom leta. Međutim, povremeno je turbulencija tako velika da se putnici i posada povrede a vazduhoplov se ošteti ili uništi.

Svrha ove glave je da obezbedi informacije koje će nam pomoći da izbegnemo ili minimiziramo efekte turbulencije na naše letenje. Kada se prihvate informacije iz ove glave, znaće se koji osnovni tipovi turbulencije postoje, šta su joj uzroci i u kojim se cirkulacijama javlja. Takođe, naučićemo kako da pomognemo sebi u izbegavanju i predviđanju problema izazvanih turbulencijom.



Odeljak A

DEFINICIJA TURBULENCIJE

Kako se dolazi do definicije turbulencije kao osobine kretanja fluida, odnosno vazduha, imali smo prilike da vidimo u Glavi 4. Međutim, ako bismo pitali pilote, posadu i putnike kako bi opisali turbulenciju, većina njih bi je definisala kao

"drmanje ili bacanje u letu".

Važno je uočiti, da se ovakvo određenje turbulencije, pre zasniva na reagovanju vazduhoplova, nego na ponašanju atmosfere. Zbog toga se ona naziva **vazduhoplovna turbulencija**. Ovakva definicija turbulencije znači da ona nije samo posledica neuređenog/neorganizovanog/haotičnog kretanja vazduha, već je takođe i posledica organizovanih cirkulacija malih razmera. Dodajmo svemu da veličina "drmanja/bacanja" zavisi od kretanja vazduhoplova i reakcija pilota. Prihvatimo konvenciju po kojoj ćemo ubuduće koristiti termin turbulencija sa značenjem "vazduhoplovna turbulencija", izuzimajući slučajeve gde će se to drugačije zahtevati.

VAZDUHOPLOV I REAKCIJA PILOTA

Identifikacija turbulencije zavisi od njenih uzroka i efekata koje ona ima na vazduhoplov, a pre svega na pilota. Zato, započnimo našu raspravu o turbulenciji istražujući njene izvore i efekte.

Ako su razmere cirkulacija (vrtloga) kroz koje vazduhoplov leti dovoljno velike, pilot ima vremena da se penje, spušta ili skreće da bi izbegao neki njihov nepovoljan efekat. Na drugoj strani, ako su vrtlozi suviše mali, vazduhoplov bi trebao da prođe kroz njih pre nego što oni mogu napraviti bilo kakav značajan uticaj. Cirkulacije koje stvaraju turbulenciju po svojoj veličini padaju između ova dva razmera. Dimenzije ili razmeri vrtloga, koji produkuju turbulenciju na koju je osetljiva većinu današnjih vazduhoplova, kreću se od 15 m do 2500 m. Ako se turbulentni vrtlozi predstave u obliku krugova ili sfera (vrlo pojednostavljeno), njihove dimenzije bi odgovarale prečniku vrtloga ili sfera.

Atmosfersko kretanje stvoreno turbulentnim vrtlozima javlja se u obliku **turbulentnih udara**. Generalno, čini se da vertikalni udari imaju većeg uticaja na letenje od horizontalnih udara, zato što oni menjaju napadni ugao i visinu vazduhoplova. Međutim, u izvesnim fazama letenja (sletanje i poletanje) i u nekim cirkulacijama (zavetreni talasi i rotori), horizontalni udari mogu biti važniji od vertikalnih udara.

Uticaj pilota na vazduhoplovnu turbulenciju i uticaj turbulencije na pilota može se izraziti na brojne načine. Turbulencija nekog intenziteta je u najboljem slučaju samo neprijatnost. Pilot izložen turbulentnim uslovima tokom dužeg perioda iskusiće samo veći umor. Kada je učestalost drmanja/bacanja vazduhoplova vrlo velika (4 do 5 ciklusa u sekundi), pilot ne može da očitava instrumente. Ako je učestalost blizu jednog ciklusa u sekundi rezultat može biti vazdušna bolest (mučnina). Svi ovi efekti, zajedno sa iskustvom i ličnom sposobnošću pilota utiču na njegovu reakciju na turbulenciju. Ako pilot (ili autopilot) prereaguje, izlazne komande vazduhoplova mogu uticaj stvarnih vrtloga pojačati. Takođe, uticaj vrtloga se može i ublažiti primereno postavljenim komandama na vazduhoplovu. Ovakve akcije su poznate kao **manevar**.

MERENJE TURBULENCIJE

Kako opisati turbulenciju? Isto pitanje ali mnogo praktičnije moglo bi da glasi; ako letimo kroz turbulentnu oblast, kako o tome izveštavati? Smatra se da je najvažnije svojstvo turbulencije njen intenzitet. Zajednički **kriterijumi za izveštavanje o turbulenciji** dati su u Tabeli 12.1.

Skala intenziteta turbulencije se prostire od slabe do ekstremne. Kriterijumi skale su uspostavljeni prema reakcijama vazduhoplova, posade vazduhoplova i pomeranjima nepričvršćenih objekata u kabini. Ova skala se koristi već mnogo godina. Ona je utemeljena na iskustvima sticanim iz analiza vazduhoplovnih vremenskih izveštaja dobijenih od pilota. Pošto su ovi kriterijumi za izveštavanje o turbulenciji visoko subjektivni, jer dominantno zavise od doživljaja i iskustva pilota, nazvaćemo ih **kvalitativni indikatori turbulencije**. Pored toga, oni zavise i od tipa vazduhoplova i njegove brzine. Na primer, turbulencija izveštavana od pilota velikog vazduhoplova je često manje intenzivna, nego turbulencija koju doživljava pilot malog vazduhoplova u istoj oblasti i u isto vreme.

Da bi se smanjila subjektivnost u oceni intenziteta turbulencije, treba reći da su ustanovljeni i **kvantitativni indikatori turbulencije**. Za ovu priliku navedimo tri najčešće upotrebljavana indikatora.

Tabela 12.1

KRITERIJUMI ZA IZVEŠTAVANJE O TURBULENCIJI		
SKALA INTENZITETA/ KATEGORIJA	REAKCIJE VAZDUHOPLOVA	REAKCIJE U VAZDUHOPLOVU
Slaba	Turbulencija koja kratkotrajno stvara slabe i nepravilne promene u visini i/ili položaju, izveštava se kao **slaba turbulencija**; ili turbulencija koja stvara slaba i nagla, ponekad ritmička drmanja bez osetne promene u visini i položaju, izveštava se kao **slabo drmanje/bacanje**.	Prisutni mogu osetiti slabo stezanje sedišnih kaiševa ili ramenih pojaseva. Nepričvršćeni objekti mogu slabo menjati položaj. Može se poslužiti hrana i mali, ali ne teški, problemi se susreću u hodu.
Umerena	Turbulencija koja je slična slaboj turbulencijom ali je jačeg intenziteta. Dešavaju se promene u visini i/ili položaju ali vazduhoplov ostaje pod kontrolom sve vreme. Obično stvara varijacije u indiciranoj brzini vazduhoplova. Ona se izveštava kao **umerena turbulencija**; ili turbulencija koja je slična slabom drmanju ali je jačeg intenziteta. Stvara nagle džombe ili potrese bez osetnih promena u visini ili položaju vazduhoplova. Ona se izveštava kao **umereno drmanje/bacanje**.	Prisutni osećaju jasno stezanje sedišnih kaiševa ili ramenih pojaseva. Nepričvršćeni objekti su izbačeni. Služenje hrane i hodanje su otežani.
Jaka	Turbulencija koja stvara velike i oštre (nagle) promene u visini i položaju vazduhoplova. To obično izaziva velike varijacije u indiciranoj brzini vazduhoplova. Vazduhoplov može biti kratkotrajno van kontrole. Ona se izveštava kao **jaka turbulencija**.	Prisutni su prinudno i žestoko zategnuti sedišnim kaiševima ili ramenim pojasevima. Nepričvršćeni objekti su izbačeni po okolini. Služenje hrane i hodanje su nemogući.
Ekstremna	Turbulencija u kojoj je vazduhoplov žestoko izbačen u okolinu i gde je njime praktično nemoguće upravljati. Ovakva turbulencija može izazvati materijalne štete. Ona se izveštava kao **ekstremna turbulencija**.	

Kriterijumi za izveštavanje o turbulenciji zasnovani na kvalitativnim indikatorima.

1. **G-opterećenje** je mera intenziteta turbulencije u odnosu na silu teže po jedinici mase, odnosno g. Kada nema turbulencije uzima se da je G-opterećenje = 0. To se smatra njegovom normalnom vrednošću. Promena vrednosti G-opterećenja iznad ili ispod normalne vrednosti je mera intenziteta turbulencije.

   Da bismo ilustovali značenje G-opterećenja, posmatrajmo dva primera delovanja turbulencije (ili manevrisanje) na vazduhoplov. Radi jednostavnosti neka to bude samo u vertikalnom pravcu, što se u atmosferi najčešći i događa. U prvom slučaju neka vazduhoplov iskusi G-opterećenje = +0.5 g. Znači, stvorila se dodatna sila intenziteta od 0.5 g i to nadole ili u smeru delovanja sile teže. U drugom slučaju posmatrajmo suprotnu situaciju. Ako je vazduhoplov iskusio G-opterećenje = –0.5 g, znači da je turbulencija stvorila dodatnu silu istog intenziteta od 0.5 g, koja je sada usmerena nagore ili u suprotnom smeru od delovanja sile teže. Uočavamo da je u oba slučaja dodatna sila izazvana turbulencijom imala isti intenzitet, odnosno po 0.5 g, ali je ukupna (rezultantna) sila u prvom slučaju bila +1.5 g (nadole), dok je u drugom slučaju ona iznosila +0.5 g (nadole).
2. **Fluktuacije(a) u brzini vazduhoplova** se odnose na veličinu pozitivnog ili negativnog odstupanja od srednje indicirane brzine vazduhoplova u trenutku kada se turbulencija dogodi. Na primer, ako je srednja indicirana brzina vazduhoplova 140 kt a promena brzine se kreće od 130 kt do 150 kt, tada je fluktuacija u brzini vazduhoplova ±10 kt.
3. **Izvedena ekvivalentna brzina udara** se određuje iz indicirane vertikalne brzine vazduhoplova. Indicirana brzina uključuje u sebe stvarnu vertikalnu brzinu vazduhoplova i doprinos od turbulentnih udara. Tako, kada se procena ovih doprinosa koristiti za meru intenziteta turbulencije dobija se izvedena ekvivalentna brzina udara. Na primer, ako je indicirana vertukalna brzina vazduhoplova 1 200 ft/min, a stvarna vertikalna brzina iznosi 900 ft/min, onda se izvedena ekvivalentna brzina udara dobija kao razlika prethodnih brzina i iznosi 300 ft/min.

U Tabeli 12.2 dati su intervali vrednosti kvantitativnih indikatora turbulencije naspram skale intenziteta (kvalitativni indikatori turbulencije). Na primer, može se uočiti da slaboj turbulenciji odgovaraju

- G-opterećenje koje stvara dodatnu silu od ±0.20 g do ±0.49 g ili
- fluktuacije u brzini vazduhoplova od ±5 kt do ±14.9 kt ili
- izvedena ekvivalentna brzina udara koja stvara dodatnu vertikalnu brzinu od ±300 ft/min do ±1199 ft/min.

Sigurno je uočeno da ovolika raznovrsnost pokazatelja intenziteta turbulencije može biti izvanredan alat za primenu u operativnim uslovima. Malo je situacija u kojima se ne može primeniti bar jedan od navedenih pokazatelja.

Važno je zapamtiti sledeće pravilo. Tokom letenja u oblasti iz koje se izveštava da postoji jaka turbulencija, intenzitet očekivane turbulencije treba interpretirati kao da će biti isti ili jači od javljene. Nikada ne treba očekivati slabiju turbulenciju.

Tabela 12.2

TURBULENCIJA			
SKALA INTENZITETA/ KATEGORIJA	G-OPTEREĆENJE (g)	FLUKTUACIJE U BRZINI VAZDUHOPLOVA (kt)	IZVEDENA EKVIVALENTNA BRZINA UDARA (ft/min)
Slaba	0.20 - 0.49	5 - 14.9	300 – 1 199
Umerena	0.50 - 0.99	15 - 24.9	1 200 – 2 099
Jaka	1.00 - 1.99	Veće ili jednako 25	2 100 – 2 999
Ekstremna	Veće ili jednako 3.00	-	Veće ili jednako 3 000

Uporedni prikaz kvalitativnog (prva kolona) i kvantitativnih (druga, treća i četvrta kolona) indikatora turbulencije. Veličine u drugoj, trećoj i četvrtoj koloni mogu imati pozitivne i negativne vrednosti.

Odeljak B

UZROCI I TIPOVI TURBULENCIJE

Vazduhoplovna turbulencija se može razvrstati na više načina. Međutim, svako razvrstavanje uključuje zavisnosti od: mesta/lokacije njenog pojavljivanja, razmera atmosferskih cirkulacija u kojima je prisutna, i uzrok njenog nastanka. Tako, za ovu priliku razlikovaće se četiri tipa turbulencije.

1. Turbulencija u nižim slojevima (*Low-Level Turbulence* - LLT),
2. Turbulencija u ili blizu grmljavinskih nepogoda (*Turbulence in and Near Thunderstorms* - TNT),
3. Turbulencija vedrog vremena (*Clear-Air Turbulence* - CAT) i
4. Turbulencija planinskih talasa (*Mountain Wave Turbulence* - MWT).

TURBULENCIJA U NIŽIM SLOJEVIMA (LLT)

Za operativne svrhe **turbulencija u nižim slojevima (LLT)** se često jednostavno definiše kao turbulencija ispod visine od 15 000 ft računato od MSL. Na drugoj strani, turbulencija u nižim slojevima će ovde biti specificirana kao turbulencija koja se javlja primarno unutar graničnog sloja. Podsetimo se (vidi Glavu 4, Odeljak B), da granični sloj može imati debljinu od nekoliko stotina do nekoloko hiljada fita. Njegova debljina zavisi od veličine sile trenja i intenziteta konvekcije. Turbulencija u nižim slojevima uključuje:

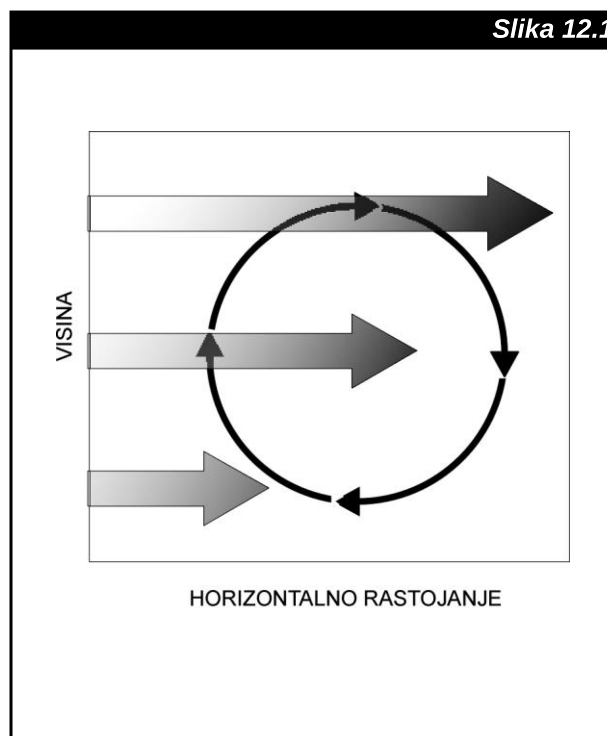
- mehaničku turbulenciju,
- termičku turbulenciju,
- turbulenciju na frontu i
- turbulenciju traga (proizvode je vazduhopovi u kretanju).

Bez obzira što se turbulencija traga ne može pripisati atmosferi kao njeno prirodno svojstvo, ona spada u opasne pojave blizu tla pa se zato može uvrstiti u LLT. Na drugoj strani, turbulencija grmljavinske nepogode blizu tla i/ili turbulencija planinskih talasa bluzu vrhova planina se svrstavaju u druge tipove, jer blizina tla nije dominantna karakteristika iz koje proizilazi glavni uzrok njihovog nastanaka.

MEHANIČKA TURBULENCIJA

Preko ravne podloge značajna LLT se pojavljuje kada je prizemni vetar jak. To se naziva **mehanička turbulencija**. Ona nastaje zato što sila trenja usporava kretanje vetra u nižim slojevima uzrokujući da se vazduh obrće preko turbulentnih krugova, Slika 12.1.

Slika 12.1



Široke strele ukazuju na položaj nosećeg vetra koji povećanjem visine raste. Strele kružnog oblika (cirkulacija) prikazuju turbulentni vrtlog stvoren površinskim trenjem. Osmotreno polje vetra je kombinacija vetra i vrtloga. Turbulentni vrtlozi mešaju jake vetrove gore i slabe vetrove dole stvarajući udare vetra i jake fluktuacije u smicanju vetra. Ovi efekti se povećavaju rastom brzine vetra.

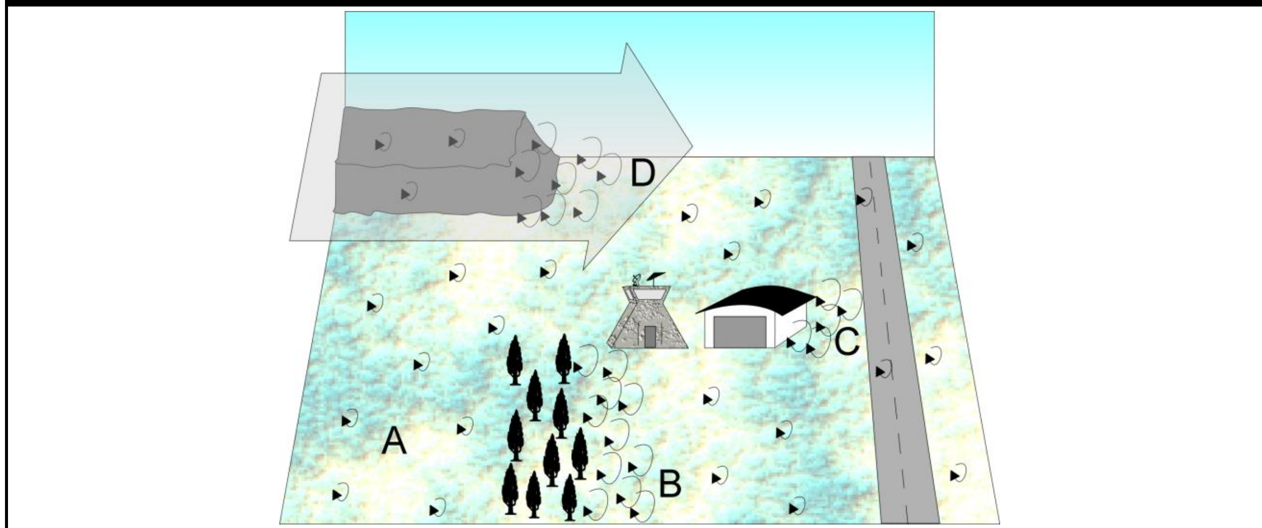
Turbulentni vrtlozi stvaraju fluktuacije (udare) u vetru i vertikalnoj brzini. Turbulentni vrtlozi, koji se hvataju preko nosećeg vetra, takođe, stvaraju i nagle fluktuacuje u smicanju vetra blizu tla. Fluktuirajuće smicanje i turbulencija doprinose da se stvara hrapavo (džombasto) sletanje. Kada je preko ravne podloge jak noseći vetar, maksimalni udari vetra su obično 40 % jači od nosećeg vetra. Aproksimacija nosećeg vetra srednjim vetrom (Glava 4, Odeljak A) u praksi daje zadovoljavajuće rezultate.

Kako se vetar pojačava, tako se mehanička turbulencija širi na veće visine iznad tla. Kada su udari prizemnog vetra 50 kt i više, značajna turbulencija, zbog površinskih efekata, može dostići visinu i iznad 3 000 ft od AGL.

Prisustvo prepreka, kao što su zgrade i drveće pojačavaju efekte površinske hrapavosti, čime se pojačavaju LLT i smicanje vetra, Slika 12.2.

jakog vetra. Turbulentni vrlozi stvoreni niz vetar od brda su utoliko veći, ukuliko su brda veća. Takođe, turbulencija i prateće smicanje vetra su veći u okolini brda, nego što bi bili pod istim uslovima duvanja vetra iznad ravnog terena. Priroda turbulencije zavisi i od oblika

Slika 12.2



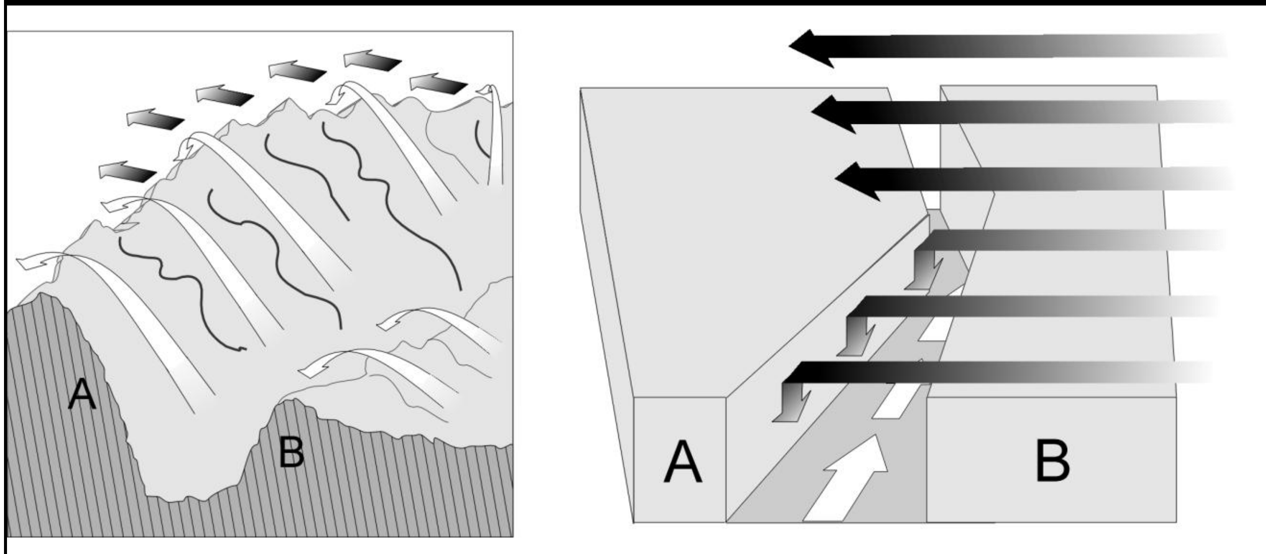
Turbulencija (manji vrtlozi) razvijena preko ravnog tla (A) je zbog uticaja sile trenja uvek manja od turbulencije (veći vrtlozi) stvarene niz vetar od prepreka, kao što su linija stabala (B), zgrade (C) i/ili brdo (D).

Obično se tragovi turbulentnih vrtloga stvaraju niz vetar od prepreke (na zavetrenoj strani). Tada se smicajući sloj nalazi između donje osnove turbulentnog regiona i uravnatog visinskog strujanja. Turbulentni efekti izazvani niz vetar iza prepreke obično se nazivaju **turbulentni tragovi**. Zato su hangari i druge velike zgrade u blizini pista potencijalna mesta za stvaranje dodatnih problema u kontroli poletanja i sletanja u uslovima jakog vetra.

Brda mogu proizvoditi vrlo jake turbulentne tragove u uslovima orografije. Strmije brdske padine pogoduju boljem razdvajanju strujanja od tla, što doprinosi efikasnijem stvaranju vrtloga, LLT i regiona smicanja.

Od pilota se zahteva izuzetna pažnja kada leti preko planinskih/brdskih dolina iznad kojih duvaju jaki vetrovi pravca poprečnog u odnosu na osu doline. Tada se često događa da postoji jasno strujanje uz ili niz brdske/dolinske strane, kao što je prikazano na Slici 12.3.

Slika 12.3



Poprečni presek kroz dolinski vetar. Na blagim padinama doline (levo) stvara se uspono strujanje na strani A i nispono strujanje na strani B. Uslovi mogu biti značajno različiti u vrlo uskim kanjonima (desno) uz jake poprečne vetrove na vrhovima. U tom slučaju, turbulencija se dešava na strani A. Strujanje unutar kanjona je često turbulentno do blizu njegovog dna.

Za let u okolini planinskih/brdskih dolina treba zapamtiti dva pravila:

- *kada se poleće iz doline, najbolje je popeti se iznad najviših vrhova okolnih brda pre napuštanja doline i*
- *uvek je potrebno održavati dovoljno bočno rastojanje od planinskih/brdskih strana/padina, kako u slučaju zahvatanja od strane neke nispone struje ili vrtloga ne bi došlo do sudara sa planinom/brdom.*

Vrlo česta deformacija strujanja vazduha javlja se usled sužavanja struja zbog uticaja orografije. Ovi, tzv. **kanalski uticaji (efekti)** imaju svoje utemeljenje u **Bernulijevom** (*Johann Bernoulli*) **zakonu,** koji glasi: *da bi se u jedinici vremena premestila ista masa vazduha kroz uži presek, kao i kroz širi presek, brzina premeštanja mora biti veća kroz uži presek*. Ovaj zakon proticanja vazduha važi za sve fluide. Na primer, zbog važenja Bernulijevog zakona događa se povećanje brzine toka reke u usecima i/ili kanjonima.

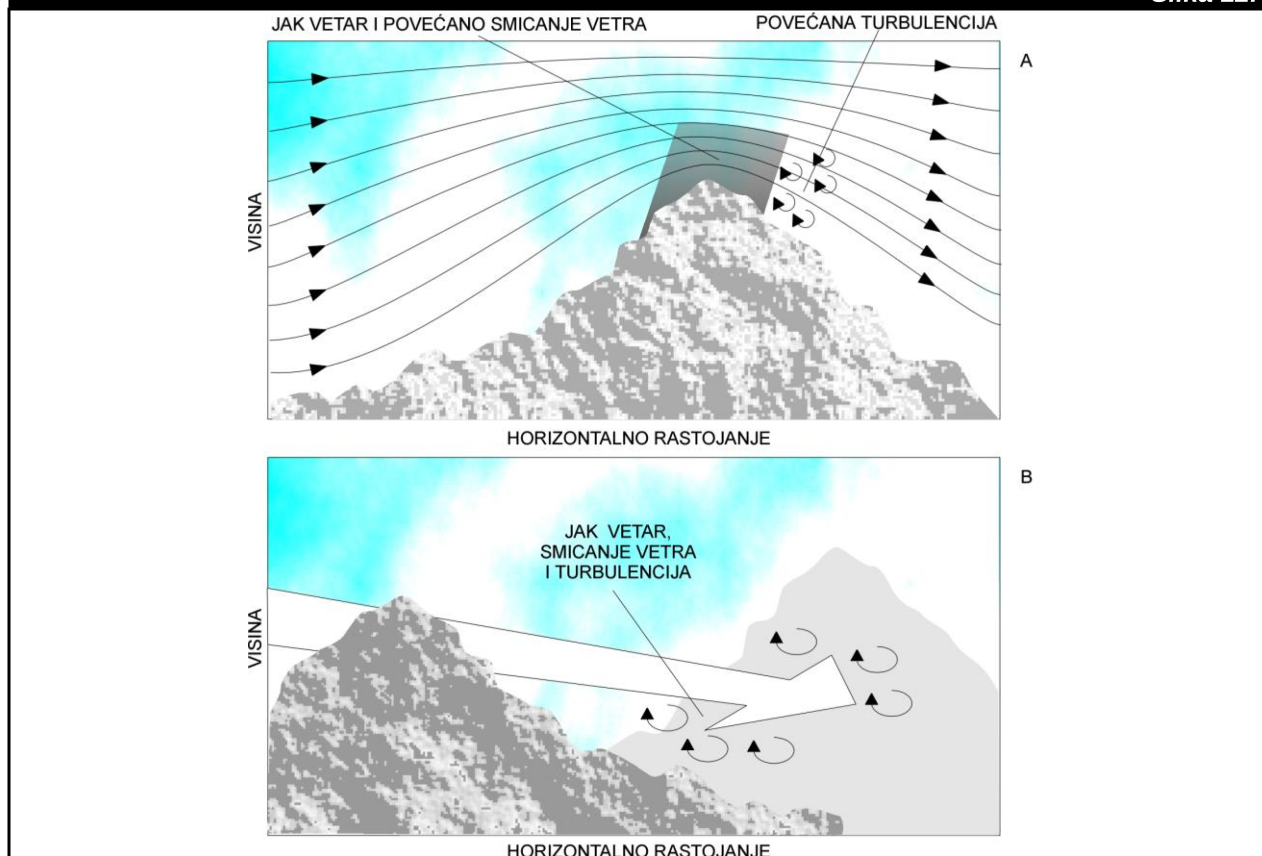
Slično ovom, stvara se jak vetar i kada se široka struja prinudno sužava zbog orografskih prepreka. Posle toga, ovaj vetar dovodi do nastanka LLT i smicanja vetra. Dva primera tipičnih deformacija u strujanju vazduha usled kanalskog uticaja prikazani su na Slici 12.4.

U gornjem primeru (A) postoji strujanje preko linije grebena. Tada je na visinama bližim vrhu grebena brzina vetra veća, a smicanje vetra je snažnije i učestalije, nego što je to na istim visinama iznad najbližih ravnih delova tla. Pored navedenih, mogu se javiti i dodatni efekti uzrokovani pojavom planinskih talasa nastalih kada stabilan vazduh struji preko vrhova planinskih grebena. Kao što ćemo videti u narednom odeljku, sistem planinskih talasa u izvesnim slojevima atmosfere vrlo efikasno proizvodi rasprostranjenu turbulenciju. U donjem primeru (B) postoji suženje struje usled prolaska kroz planinski tesnac, a na izlazu iz tesnaca je zona jakog smicanja vetra i turbulencije.

U planinskim regionima intenzitet LLT raste povećanjem snage vetra i strmine terena. Umerena LLT nastaje kada noseći vetar dostiže 25 kt, dok se jaka turbulencija javlja, kada je vetar 40 kt ili viči.

Treba znati, da kada postoji jak gradijent pritiska preko planinskog grebena i/ili kroz planinski tesnac, letenje na takvim mestima može izložiti vazduhoplov:

- *jakom vetru (duva ka niskom pritisku),*
- *jakom smicanju vetra i*
- *LLT turbulenciji.*



*Poprečni presek kroz liniju grebena (*A*). Tanke strele ukazuju na strujanje vazduha. Vetar i smicanje vetra su jaki neposredno preko vrhova planina (zatamnjena oblast), dok je turbulencija najjača na nisponoj strani brda (vrtlozi). Vetar, turbulencija i smicanje vetra su jači u sloju niz vetar od planinskog prolaza (*B*).*

TERMIČKA TURBULENCIJA

Termička turbulencija je LLT proizveden suvom konvekcijom u graničnom sloju (**suvi konvektivni sloj**). Kao što je opisano (vidi Glave 5 i 9), to je obično obdanični fenomen. On se dešava preko kopna pod lepim (dobrim) vremenskim uslovima. Solarna radijacija zagreje tlo stvarajući konvekciju u nižim delovima graničnog sloja. Tokom jutra i ranog prepodneva konvekcija se pojačava i produbljuje. Ona popodne dostiže maksimum, posle čega hlađenjem tla postepeno umire. Takođe, na mestima gde se ohlađeni vazduh kreće preko toplog kopna ili vode, stvara se termička turbulencija u bilo koje doba obdanice ili noći.

Kao što ukazuje samo ime, termali su osnovni elementi termičke turbulencije. Oni su bili uvedeni u Glavi 9 kao izvori (pokretači) konvektivne oblačnosti (Cumulus). Termali su važni izvori za LLT. Oni se podižu kroz vazduh kao topli "mehuri". Obično se razvijaju blizu podloge, gde su uslovi strujanja vrlo haotični. Termalno paperje kao uske zavese dižućeg vazduha i prašinske trombe se sakupljaju na tlu, posebno kada je podloga vrlo topla.

Ako se termali udaljavaju od podloge njihova veličina raste i postaju mnogo organizovaniji. Oni se mogu postrojiti u nekakve forme zavisno od vetra i terena. Preko ravnih terena pri slabom vetru termali su dobro uređeni, često u obliku "saća". Jačanjem vetra (oko 20 kt) pojavljuju se oscilacije termala duž pravca vetra. Vrlo jak vetar, kombinacijom mehaničkih i termičkih efekata, obično produkuju jak LLT.

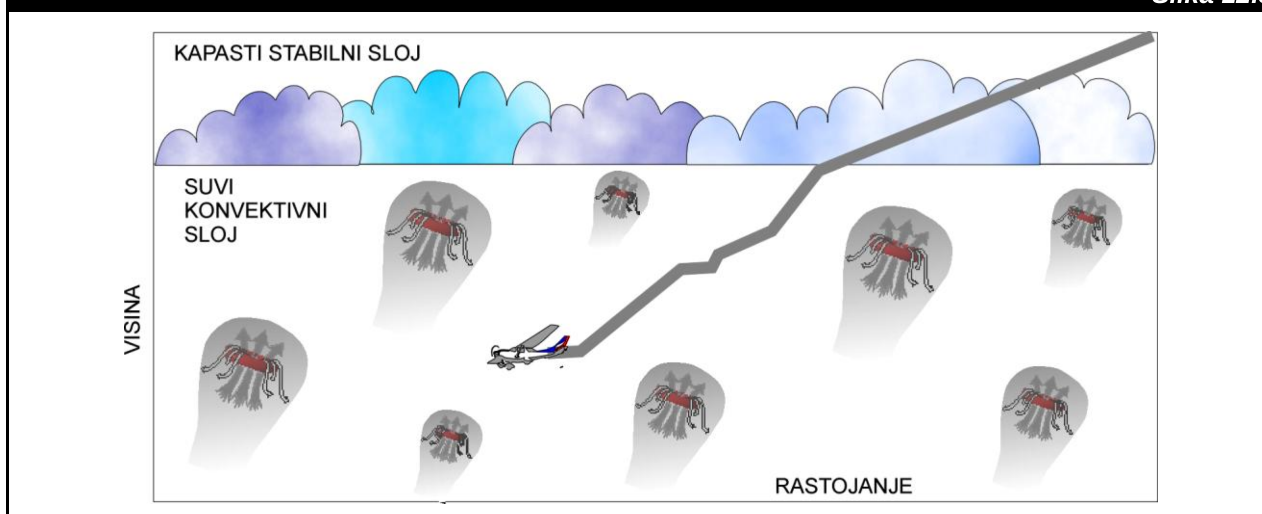
Saglasno našim saznanjima zasnovanim na diskusijama o cirkulacijama na nagnutim terenima, termička turbulencija je opšta karakteristika visokih (planinskih/brdskih) terena. Termali teže da budu uži i jači preko prisojnih padina, pa je i LLT jači u tim oblastima.

Vazduhoplovni jedriličari su vrlo dobri poznavaoci osobina termala. Oni koriste uspona kretanja koja produkuju termali za dostizanje visina preko kojih ostvaruju vrlo dugačke prelete, čak i do nekoliko stotina kilometera. Međutim, termički izvori dizanja za spora jedriličarska kretanja su često i izvori LLT za motorne vazduhoplove. Letom kroz suv konvektivni sloj vazduhoplov je obično izložen uticaju slabe do umerene turbulencije. Tipični usponi udari u termalima dostižu od 200 ft/min do 400 ft/min, a u ekstremno izveštavanim slučajevima od 1 000 ft/min do 2 000 ft/min. *Tako, treba zapamtiti, da će podnevno letenje kroz granični sloj izložiti pilota i posadu vazduhoplova učestalim i neprijatim* LLT *zbog prisustva termala.*

Spas od neprekidnog trešenja vazduhoplova izazvanog termalima često se nalazi u dostizanju tzv. **kapastog stabilnog sloja**. U njemu postoji vrlo slabo nispono kretanje. Ovakav sloj je obično udružen sa makrorazmernim anticiklonskim poljem pritiska. Njegov početak se nalazi na vrhu sloja vazduha u kome se događa suva konvekcija. Tokom penjanja vazduhoplova, iznenadan prestanak trešenja je znak da je vazduhoplov prešao iz suvog konvektivnog sloja u kapasti stabilni sloj. Visina ovog sloja obično počinje na nekoliko hiljada fita od tla. Tokom leta preko pustinjskih terena, vrhovi suvog konvektivnog sloja mogu prevazilaziti 10 000 fita od AGL.

Osnova kapastog stabilnog sloja je često vidljiva, kao vrh sloja suve zamućenosti. Ona potiče od prašine i/ili peska podignutog pomoću termala. Ako su prisutni oblaci tipa Cumulus, pri vrhu sloja suve zamućenosti nalazi se baza ovih oblaka, a njihovi vrhovi dosežu niže delove kapastog stabilnog sloja. Naglo spuštanje vazduhoplova iz mirnog kapastog stabilog sloja u turbulentni suvi konvektivni sloj mora se pažljivo uvežbati, kako bi se proizvodilo što manje neočekivanih problema, Slika 12.5.

Slika 12.5



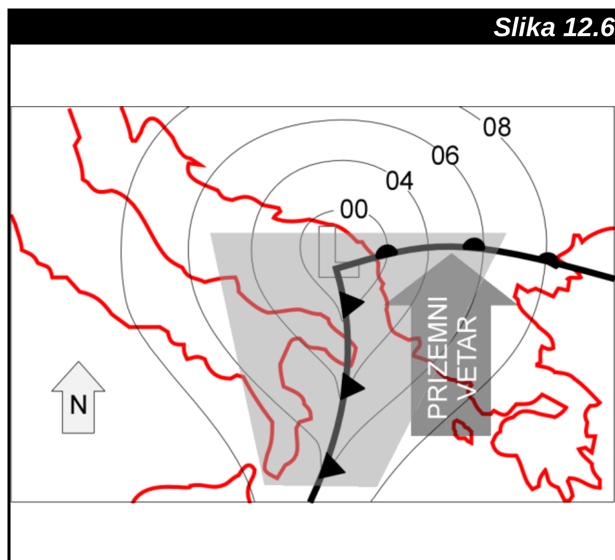
Spuštanje vazduhoplova iz mirnog kapastog stabilog sloja kroz sloj Cu dovodi do susreta sa LLT *izazvanog termalima u graničnom sloju (suvi konvektivni sloj). Vizuelno se* LLT *može prepoznati po sloju Cu i/ili suve zamućenosti nastale prisustvom peska i/ili prašine. Termali mogu biti nagnuti ili na drugi način poremećeni zbog vertikalnog smicanja vetra.*

Tokom lepog vremena termalima produkovan LLT može biti modifikovan ili prekinut prolaskom fronta, rasprostranjenim oblačnim slojem i vlažnom ili snegom pokrivenom površinom. Takođe, kada je vrlo velika nestabilnost, termička turbulencija preraste u vlažnu konvekciju i grmljavinsku nepogodu. Tada je granični sloj umnogome modifikovan i LLT je uglavnom rezultat aktivnosti grmljavinske nepogode.

TURBULENCIJA NA FRONTU

Pored izvora smicanja vetra, front može biti i izvor umerene do jake **turbulencije na frontu**. Obično je u graničnom sloju frontalna zona brzo krećićih hladnih frontova mnogo strmija nego na višim nivoima. Zbog toga, uspono kretanje u uskoj zoni upravo ispred frontalne površine može dostići i 1 000 ft/min. Ovakvi uslovi udruženi sa konvekcijom i jakim vetrom preko fronta dovode do LLT i smicanja vetra. Sve ovo ima za posledicu stvaranje opasnih situacija u letu preko široke oblasti, Slika12.6.

Slika 12.6



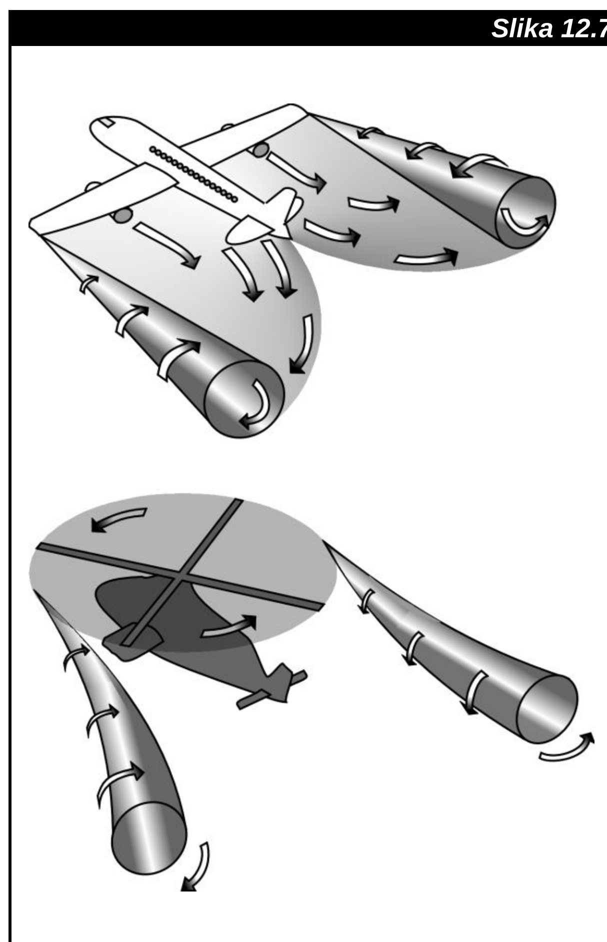
Glavna LLT *oblast u tipičnom vantropskim ciklonu označena je zatamnjenom oblašću. Oblast ima širinu od oko* 300 km, *a prostire se iza i ispred hladnog fronta kroz region jakog južnog vetra.*

Mezorazmerna frontalna zona stvara turbulenciju na isti način kao i makrorazmerni front opisan u prethodnom paragrafu. Takođe, kao i u prethodnom slučaju, intenzitet turbulencije zavisi od snage i brzine fronta. Primeri mezorazmernih frontova su front vetra s mora i udarni front grmljavinske nepogode. Udarni front će biti predmet detaljnije diskusije u delu o turbulenciji u ili blizu grmljavinskih nepogoda. Makrorazmerne frontalne zone u srednjoj i višoj troposferi su takođe izvori turbulencije. Ovi turbulentni fenomeni će biti raspravljani u kasnijim diskusijama u vezi mlazne struje.

TURBULENCIJA TRAGA

Skoro svi piloti znaju da vazduhoplovi u letu stvaraju turbulentni trag. Najmanje će nam se zameriti ako ovaj fenomen izrazito turbulentnih osobina podvedemo pod mehaničku turbulenciju, ali stvorenu veštačkim putem. Pored navedene osobine, ova vrsta turbulencije ima još jednu važnu posebnost. Ona skoro uvek nastaje na krećućim preprekama. Duvajući vazduh prelazi krećuću prepreku a iza nje se stvaraju turbulentni tragovi. Na primer, krećuće prepreke mogu biti krila vazduhoplova. U vezi s iznetim, termini **turbulencija traga** ili **vrtlog** se koriste za turbulenciju, koja se formira iza vazduhoplova prilikom njegovog podizanja, Slika12.7.

Slika 12.7



Turbulencija traga se stvara kada nastaje uzgona sila na krilima vazduhoplova (gore). Takođe, slična pojava se stvara i na lopaticama glavnog rotora helikoptera u trenutku stvaranja uzgone sile (dole).

U suprotnosti sa drugim tipovima turbulencije, koje su teško predvidljive, turbulencija traga je lako predvidljiva. Ona se stvara tokom nastajanja uzgone sile. Tako, vidimo da je stvaranje turbulencije traga svojstvo svih vazduhoplova, jer svi su oni u stanju da stvaraju uzgonu silu. Pošto mnogi vazduhoplovi imaju iste osnovne oblike, vrtlozi koje

oni stvaraju teže da budu slični. Međutim, vrtlozi ipak široko variraju u intenzitetu, jer zavise od veličine, težine i brzine vazduhoplova i konfiguracije krila. Spori, teški i veliki vazduhoplovi stvaraju veće vrtloge i jaču turbulenciju, nego manji vazduhoplovi. Turbulencija traga je uzrokovana visokim pritiskom vazduha ispod krila, koji struji ka niskom pritisku iznad krila, do blizu vrhova krila. Ovaj proces stvara dva suprotno rotirajuća **vrtloga**, koji se vuku iza vazduhoplova. Stvoreni vrtlozi počinju blizu tačke odlepljivanja vazduhoplova, a završavaju se na mestu njegovog poletanja.

Kao što pokazuje Slika 12.7, turbulencija traga stvara

- **donju brišuću struju** iza krila vazduhoplova i/ili u ravni obrtanja lopatica rotora helikoptera, a uvijanjem se ova struja pretvara u
- **usponu struju** sa spoljne strane vrtloga i
- **nisponu struju** sa unutrašnje strane vrtloga.

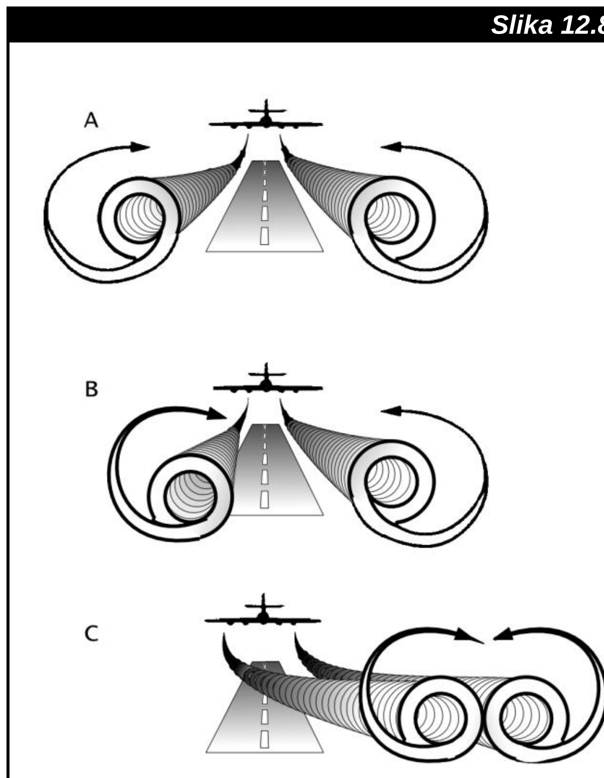
Kada vrtlozi dostignu punu zrelost (uskovitlanost), njihovo međusobno rastojanje na mestu odvajanja od vazduhoplova iznosi oko dva razmaka krila. Oni su tada obično 8 m do 16 m u prečniku, dok njihova stvarna veličina u datom trenutku zavisi od dimenzija krila. Dokle god vrtlozi postoje, oni teže da ostanu razdvojeni na rastojanju do oko tri četvrtine dužine krila. Pored toga, oni mogu da se spuste oko 800 ft do 900 ft ispod vazduhoplova. Vrtlozi mogu da traju oko dva minuta, posle čega nastupa njihova disipacije. Oni slabe udaljavanjem od vazduhoplova, a njihovu disipaciju ubrzava atmosferska turbulencija.

Kako vrtlozi zavise od pravca i brzine vetra, videćemo na primeru njihovog ponašanja dok su na tlu, i/ili ako su dostigli tlo. U tom slučaju postoje tri tipične mogućnosti njihovog kretanja do disipacije, Slika12.8.

1. U uslovima tišine ili veoma slabog čeonog ili repnog vetra (manji od 10 kt) vrtlozi se kreću bočno od vazduhoplova, udaljujući se međusobno vrlo ravnomerno brzinom od oko 5 kt, (slučaj A).
2. Vrtlozi mogu biti dovedeni u stanje da se jedan od njih kreće poprečno po pisti, dok je drugi stacionaran, (slučaj B). Na primer, to će se dogoditi ako postoji poprečni vetar (oko 5 kt) na pravac njihovog prostiranja. Tada je ukupna (rezultantna) brzina kretanja vrtloga jednaka zbiru brzine vrtloga i brzine vetra.
3. Ako postoji značajan poprečni vetar (10 kt ili više), oba vrtloga mogu da se premeštaju po pisti, (slučaj C).

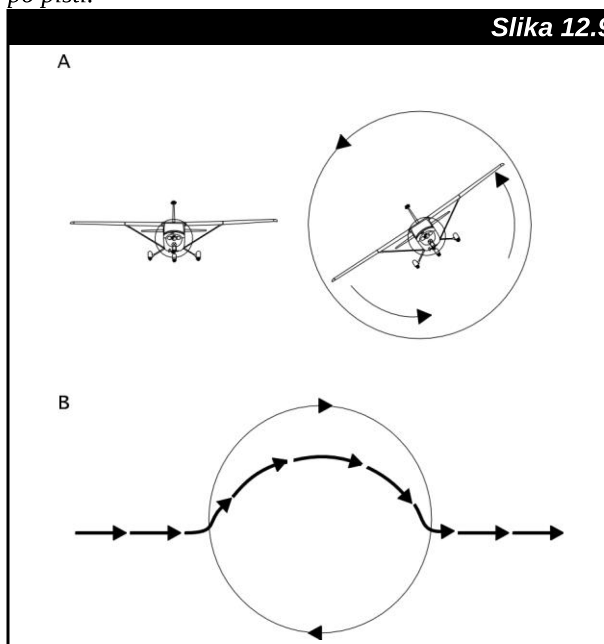
Iz prethodno izloženog trebalo bi da budu jasne opasnosti od turbulencije traga. Na primer, neka se mali vazduhoplov u dolasku ili odlasku približava velikom vazduhoplovu. On tada može sresti turbulenciju traga velikog vazduhoplova. Za njega će to biti vertikalni ili horizontalni udari vetra, koji se ponekad neće moći kompenzovati veštim letačkim manevrom. To je posebno slučaj kada se putanjom aviona uđe direktno u vrtlog, Slika12.9.

Slika 12.8



Tri slučaja turbulencije traga. Vrtlozi zadržavaju paralelan položaj (A), kada nema vetra i/ili kada postoji slab čeoni ili repni vetar. Kada je poprečni vetar oko 5 kt (B), jedan od vrtloga može biti stacionaran (desni), dok se pri jačim vetrovima (C) vrtlozi bočno premeštaju po pisti.

Slika 12.9



Dva slučaja ulaska malog vazduhoplova u vrtlog. Ulazak u liniju vrtloga dovodi do obrtanja malog vazduhoplova oko njegove horizontalne ose (A), dok poprečni prolazak kroz vrtlog (B), prikazan debljim strelicama, dovodi do ugaonog skretanja vazduhoplova oko poprečne ose (propinjanja).

Maksimalni udari u turbulentnom tragu aviona dešavaju se u središtu vrtloga. Tako, bili su izveštavani udari od 10 000 ft/min. Takođe, ozbiljni problemi će se stvarati i kada se vazduhoplov nađe tokom poletanja ili sletanja u donjoj brišućoj struji između vrtloga. Sledeća opasna situacija dešava se kada letilica preseca kompletan turbulentni trag. U tom slučaju, ona se u kratkom vremenskom intervalu može susresti uzastopmno sa jednim vrtlogom, donjom brišućom strujom i drugim vrtlogom.

Turbulencija traga nije ograničena samo na "tešku" avijaciju. Čak i laki vazduhoplovi mogu proizvoditi značajnu turbulenciju traga. Na primer, postojali su slučajevi kada su vazduhoplovi u postupku vazdušnog prskanja i letenja blizu minimalne brzine imali havariju posle interakcije sa svojom turbulencijom traga, stvorenim u prethodnom zaokretu.

Zbog svega navedeneog, postoje posebno razvijene procedure za izbegavanje turbulencije traga. Sve su ove procedure uglavnom zasnovane na pravilima prostorno-vremenskog razdvajanja vazduhoplova. Time se sprečava da na datom mestu i u datom vremenu može doći do interakcije vrtloga prethodne letilice i naredne letilice. Pri tome se veličina prostorno-vremenskog razdvajanja određuje na osnovu ovde iznetih podataka o razmerama vrtloga. Tačna pravila razdvajanja određuju se **vazduhoplovno tehničkim propisima** (VTP).

TURBULENCIJA U ILI BLIZU GRMLJAVINSKIH NEPOGODA (TNT)

Turbulencija u ili blizu grmljavinskih nepogoda (TNT) se pojavljuje u četiri glavna regiona. Saglasno regionu pojavljivanja TNT u sebe uključuje:

- turbulenciju unutar grmljavinske nepogode,
- turbulenciju ispod grmljavinske nepogode,
- turbulenciju oko grmljavinske nepogode i
- turbulenciju blizu vrhova grmljavinske nepogode.

Model razvoja grmljavinske nepogode je opisan u Glavi 9. On će biti korišćen i kao osnovni model za razmatranje TNT. Glavni turbulentni regioni višestruko ćelijske grmljavinske nepogode prikazani su na Slici 12.10.

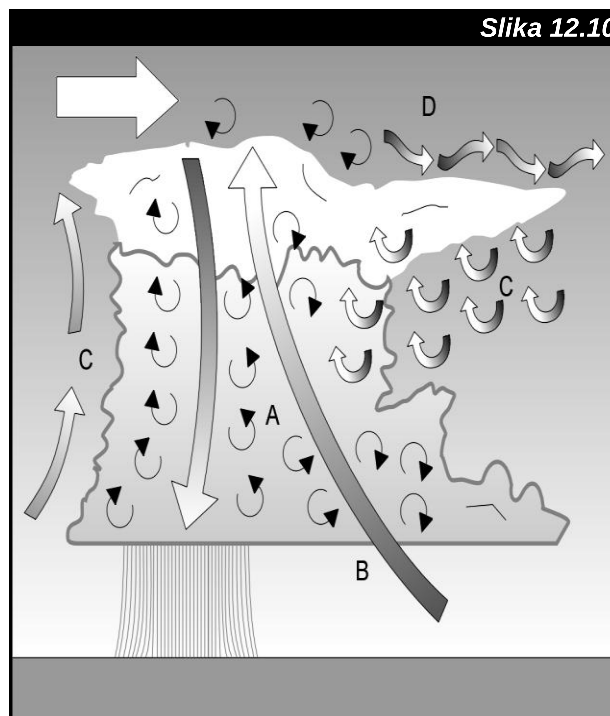
TURBULENCIJA UNUTAR GRMLJAVINSKE NEPOGODE

Turbulencija unutar grmljavinske nepogode postoji unutar razvijajućih konvektivnih oblaka i grmljavinskih nepogoda. Ona je uzrokovana jakim usponim i nisponim strujama. Najčešća i obično najintenzivnija TNT se nalazi u granicama oblaka, mada turbulencija ispod oblaka može izazvati veće nevolje. Pored toga, ona je nepovoljnija zato što se pojavljuje u instrumentalnim meteorološkim (vidi Glavu 14) uslovima uz jaku kišu, grmljavinu, mogući grad i obavezno zaleđivanje. Kombinacijom svih ili samo nekih od navedenih opasnih pojava povećavaju se šanse za dezorjentaciju i gubitak kontrole nad vazduhoplovom. To su obično bili glavni uzroci mnogih fatalnih vaduhoplovnih nesreća u susretu vazduhoplova i grmljavinske nepogode.

Turbulencija inutar grmljavinske nepogode dešava se na najmanje dva različita razmera. Veliki vrtlozi imaju veličinu uporedljivu sa dominantnim usponim i nisponim strujama. Istovremeno, udari malih razmera se produkuju od jakog smicanja na malim vrtlozima.

U početnom stepenu razvoja grmljavinske nepogode turbulencija unutar nepogode se javlja samo zbog postojanja uspone struja. Ona obično zauzima malo manje od polovine oblačne oblasti. Tom prilikom se brzina uspone struje povećava idući od baze ka vrhu oblaka, gde dostiže maksimalnu vrednost.

Tokom stepena zrelosti dolazi do ubrzanja uspone struje kroz čitavu dubinu nepogode. Tom prilikom, brzina uspone struje dostiže maksimalnu vrednost blizu ravnotežnog nivoa, što je često u blizini tropopauze. Zbog naglog podizanja vrhova oblaka, piloti koji lete ispod tropopauze su često u prilici da iznenada susretnu jake izlive (eksplozije) turbulencije. To se dešava kada vrhovi oblaka dostignu nivo leta.



Turbulencija u ili blizu grmljavinskih nepogoda (TNT) pojavljuje se u četiri regiona: unutar grmljavinske nepogode (A), ispod grmljavinske nepogode (B), oko grmljavinske nepogode (C) i blizu vrhova grmljavinske nepogode (D).

Brzina uspone struje u zrelom stepenu obične grmljavinske nepogode blizu njene baze normalno varira od 400 ft/min do 1 200 ft/min, a blizu ravnotežnog nivoa dostiže do 4 000 ft/min. Međutim, iz nekih jakih grmljavinskih nepogodama bile su izveštavane ekstremne vertikalne brzine, čak veće i od 10 000 ft/min.

radarski eho. Ovo je sasvim razumljivo, ako se podsetimo sastava unutrašnjosti grmljavinske nepogode. Njena struktura sadrži oblačne i padavinske deliće, koji su vrlo pogodni za stvaranje radarskog eha. Tako, intenzitet eha izražen preko VIP skale se koristi za ocenu intenziteta turbulencije prema podacima datim u Tabeli 12.3.

Tabela 12.3

INTENZITET RADARSKOG EHA PREMA VIP SKALI		INTENZITET TURBULENCIJE UNUTAR GRMLJAVINSKE NEPOGODE
1	Slab	Moguće slaba do umerena
2	Umeren	Moguće slaba do umerena
3	Jak	Moguće jaka
4	Vrlo jak	Izgledno jaka
5	Intenzivan	Jaka sa organizovanim udarima vetra u prizemlju
6	Ekstreman	Jaka sa ekstenzivnim udarima vetra u prizemlju

Procena turbulencije pomoću VIP *skale. Verovatnoća pojave grmljavina se povećava iznad* VIP *vrednosti* 1*, a iznad vrednosti* 4 *verovatno postoji i jak grad.*

Mada uspona struja slabi iznad ravnotežnog nivoa, ona se u intenzivnim grmljavinskim nepogodama može proširiti nekoliko hiljada fita u stratosferu. Najjače uspone struje mogu često biti identifikovane gomilastim ispupčenjima. Ona se šire od jedne na drugu stranu iznad uravnatih delova nakovnja. Ova ispupčenja se nazivaju **prebacujući vrhovi** i predstavljaju dokaz prisustva vrlo jake grmljavinske nepogode.

Kao što se očekuje, nispona struja je najjača u oblasti padavina. Ona obično dostiže svoj najveći intenzitet blizu baze grmljavinske nepogode. Tako, u ekstremnim slučajevima bili su izveštavane vetrikalne brzine veće od 5 000 ft/min.

Intenzitet turbulencije se povećava povećavanjem razvoja grmljavinske nepogode. Tako, ona je slabog i umerenog intenziteta u početnom stepenu, a umerenog i jakog intenziteta u stepenu zrelosti. Kada ćelija grmljavinske nepogode počinje da se disipira/rasipa, turbulencija unutar grmljavinske nepogode slabi. Međutim, u odsustvu radara, procenu turbulentnog potencijala nepogode u stepenu disipacije treba praviti veoma pažljivo i samo na osnovu velikog iskustva. Tačan trenutak u kome ćelija iz stepena zrelosti prelazi u stepen disipacije ne može se definisati samo na osnovu vizuelnih pokazatelja. Na primer, u ranom stepenu disipacije, turbulencija je na nekim mestima intenzivnija, nego u stepenu zrelosti. Kasnije tokom disipacije, izolovani parčići jake turbulencije mogu još uvek postojati. *Tako, treba zapamtiti, da pošto turbulencije unutar grmljavinske nepogode predstavlja jako opasnu vremensku pojavu, ne preporučuje se let kroz grmljavinsku nepogodu u bilo kom stepenu njenog razvoja, čak i sa dobrim radarskim osmatranjem.*

Za razliku od drugih regiona u kojima se TNT fenomeni pojavljuju i gde je uglavnom njihovo radarsko osmatranje nesvrsishodno, turbulencija unutar grmljavinske nepogode može da daje upotrebljiv

TURBULENCIJA ISPOD GRMLJAVINSKE NEPOGODE

Nispona struja izazvana padavinama opisana u prethodnoj glavi, definiše primarnu oblast **turbulencije ispod grmljavinske nepogode**. Ovaj fenomen stvara intenzivnu turbulenciju kao i smicanje vetra. Jak vetar izlazne struje i donjeg izliva generiše mehaničku turbulenciju. Takođe, turbulencija se pojavljuje na vrtlozima mikroizliva, u vrtložnom prstenu blizu udarnog fronta i svakako blizu levkastih oblaka, tornada i drugih tornadu sličnih vrtloga. Kombinacija turbulencije, smicanja vetra, jakih padavina, niske oblačnosti i male vidljivosti čine oblast ispod grmljavinske nepogode vrlo opasnim mestom. *Zbog svega navedenog, mora se zapamtiti kao važno pravilo da letenje ispod grmljavinske nepogode treba izbegavati.*

TURBULENCIJA OKO GRMLJAVINSKE NEPOGODE

Turbulencija oko grmljavinske nepogode odnosi se na turbulentne regione izvan glavnih oblasti konvekcije ili

- turbulenciju u čistom vazduhu (van oblaka),
- turbulenciju u oblačnom vazduhu (u oblaku),
- turbulenciju na udarnom frontu i
- turbulenciju u, preko i ispod oblačnog nakovnja.

Brzina kretanja vazduha u donjem izlivu obične grmljavinske nepogode dostiže nekoliko stotina fita u minutu. Međutim, da li zbog toga, ili iz nekih drugih razloga, postoje slučajevi kada se pojavljuje jaka **turbulencija u čistom vazduhu** (**van oblaka**). Njeno stvaranje nije u potpunosti razumljivo, a i kada jeste, ne može se dobro izmeriti. *Ova neizvesnost je glavni razlog zbog čega se pilotu preporučuje da vazduhoplov tokom leta održava na dovoljnoj udaljenosti od grmljavinske nepogode.*

Turbulenciju u oblačnom vazduhu (**u oblaku**) se stvara u graničnim regionima glavne oblačnosti van grmljavinske nepogode. Na primer, to se dešava kada se grmljavinska ćelija postavi kao barijera nekom strujanju većih razmera. Višestruke ćelije i super ćelije se kreću mnogo sporije nego vetar na visini. Pod tim uslovima, delovi preovlađujućeg strujanja skreću oko grmljavinske nepogode i na tim mestima stvaraju različite turbulentne vrtloge. Ovi efekti se pojačavaju povećanjem snage grmljavinske nepogode i jačine vetra.

Već smo upoznali turbulenciju u blizini udarnog fronta. Ona je zbog regiona u kome se pojavljuje svrstana u turbulencije ispod grmljavinske nepogode. Međutim, ukoliko se jezero hladnog vazduha, doteklo nisponom strujom, proširi daleko van grmljavinske nepogode, i/ili ako ono opstane i posle disipacije grmljavinske nepogode, nastala **turbulencija na udarnom frontu** može se tada svrstati u kategoriju turbulencije oko grmljavinske nepogode.

Značajno pojavljivanje turbulentnih tragova se javlja zbog **turbulencija u, preko i ispod oblačnog nakovnja**. Ovaj region se nalazi niz pravac kretanja grmljavinske nepogode na mestu gde se formira nakovanj. To je jedan od najopasnijih delova regiona sa turbulencijom iznad baze oblaka. Ponekad se ovaj region identifikuje kao **ispust**. Ova oblast je dobro poznata iskusnim pilotima ne samo po jakoj turbulenciji, već i po pojavi grada. Mogućnost pojavljivanja turbulencija opisanih u poslednja tri pasusa, mogu se shvatiti i kao dodatna potvrda opravdanosti *zahteva upućenih pilotu da tokom leta vazduhoplov održava na dovoljnoj udaljenosti od grmljavinske nepogode.*

TURBULENCIJA BLIZU VRHOVA GRMLJAVINSKE NEPOGODE

Blizu vrhova grmljavinskih nepogoda su moguće jake cirkulacije. Gomilasta ispupčenja koja se pojavljuju na prebacujućim vrhovima su upozorenja da u toj oblasti postoje izvori značajne turbulencije zbog konvektivnih struja. U interakciji jakog vetra u stabilnoj stratosferi i uspone (konvektivne) struje dodatno se može stvoriti vertikalno smicanje, turbulentni vrtlozi i atmosferski gravitacioni talasi (slični morskim talasima) preko i niz vetar na vrhovima grmljavinske nepogode. Sve to zajedno ima za posledicu stvaranje neuređenog kretanja vazduha, poznatog pod nazivom **turbulencija blizu vrhova grmljavinske nepogode**. *Zbog toga treba zapamtiti da letenje preko vrhova grmljavinske nepogode treba izbegavati kag god je to moguće.*

TURBULENCIJA VEDROG VREMENA (CAT)

Turbulencija vedrog vremena (**CAT**) je tip turbulencije koja se javlja u slobodnoj atmosferi, daleko od bilo kakve vidljive konvektivne aktivnosti. Ovaj tip turbulencije se najčešće pojavljuje

- unutar slojeva od nekoliko hiljada fita ispod i znad tropopauze,
- bilo gde preko planina i
- zimi i leti.

Naziv CAT je izveden na osnovu ranih iskustava pilota, koji su sretali značajnu turbulenciju u visokim slojevima atmosfere van domašaja bilo kakvih oblačnih aktivnosti. Međutim, sada znamo da procesi koji produkuju CAT, takođe, mogu biti prisutni i u nekonvektivnim oblacima. Ipak, naziv CAT je ostao.

U narednim diskusijama, pojačani CAT će za nas biti "značajna" turbulencija, tj. ona čiji je intenzitet umeren ili snažniji. Pošto se CAT ne može osmotriti dovoljno dobro, često će se nalaziti da je mnogo pogodnije da ovaj fenomen opisujemo u statističkom smislu. Na primer, tokom zadatog leta bilo gde u atmosferi, vazduhoplov ima šansu samo oko 6 % (6 od 100) da sretne značajni CAT fenomen, dok su mu šanse za susret jakog ili snažnog CAT fenomena samo oko 1 %. Šanse, ali ne velike, za susret CAT fenomena su veće u regionima gde postoji mlazna struja, nego na nekim drugim mestima. Tako, verovatnoća od 10 % se smatra velikom šansom da se sretne CAT. Zbog toga su reči "pogodne" oblasti i "visoka" učestalost za susrete CAT fenomena vrlo relativni pojmovi. Posmatrano u apsolutnom smislu, šanse za sretanje CAT fenomena su vrlo male.

Razlog našeg pojačanog interesovanja za CAT fenomene su jaki i ekstremni incidenti koje oni čine. Pri tome, oni stvaraju oštećenja na vazduhoplovima, a ponekad ista mogu biti i tragična. Zato, velika odgovornost stoji na pilotu i meteorologu. Oni moraju sve učiniti kako bi minimizirali šanse za susret vazduhoplova i značajnih CAT fenomena.

Pored prethodno datih opštih informacija, posebnu pažnju ćemo posvetiti CAT fenomenu u slučajevima pojave

- turbulencije u visokim stabilnim slojevima i
- turbulencije mlazne struje.

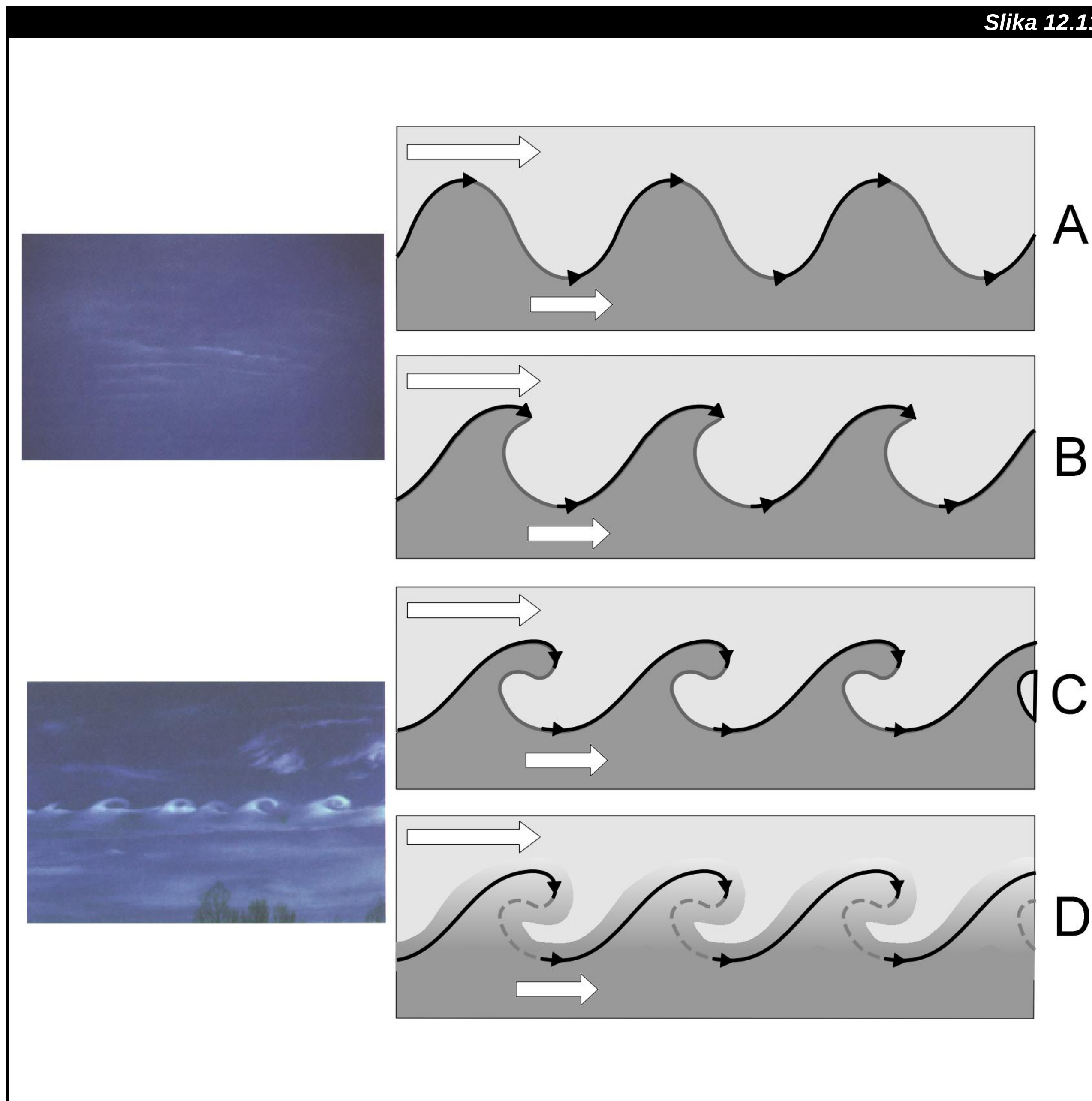
TURBULENCIJA U VISOKIM STABILNIM SLOJEVIMA

Turbulencija u visokim stabilnim slojevima je posledica smicanja vetra u blizini visokih stabilnih slojeva atmosfere. Ovaj tip CAT fenomena nastaje delovanjem atmosferskih gravitacionih talasa stvorenih na granici stabilnih slojeva od delića vazduha koji se premeštaju vertikalno. Tada gravitacioni talasi mogu imati talasne dužine od

stotinu do nekoliko hiljada metera. Na primer, ako je vertikalno smicanje vetra veliko, tada talasni grebeni pretrčavaju talasne doline stvarajući vrlo nemirnu okolinu. Vazduh se obrne u talasu i to često veoma žestoko. Pod takvim uslovima dolazi do stvaranja CAT fenomena, kao što je to prikazano na seriji skica na Slici 12.11. Ovakvi, kratki gravitacioni talasi se razlikuju od mnogo dužih planinskih talasa. Oni se zbog svega navedenog često nazivaju **smicajući gravitacioni talasi**.

Na primer, stabilni slojevi na visokim nivoima frontalnih površina i tropopauza su oblasti gde se razvija prethodno opisano vertikalno smicanje. To objašnjava zašto se u ovim regionima favorizuje stvaranje CAT. Takođe, to objašnjava i zašto se jako vertikalno smicanje koristi kao CAT pokazatelj. Na primer, šanse za pojavom značajnog CAT fenomena naglo rastu kada vertikalno smicanje vetra prevazilazi 5 kt na rastojanju od 1 000 ft.

Slika 12.11



Vertikalni presek kroz proces smicanja gravitacionih talasa. Skice od A *do* D *prikazuju vremenski sled obrtanja stabilnih delića vazduha izazvanih smicanjem vetra tokom njihovog kretanja duž trajektorije talasa. Vetrovi velikih razmera su prikazani strelama sleva. Brzina vetra je veća na grebenima talasa nego u dolinama talasa. Tipično prođe nekoliko minuta od položaja* A *do položaja* D*. Ovi procesi se mogu fotografisati kada je vazduh zasićen. Na gornjoj fotografiji je dat uzorak talasnih oblaka u obliku "riblje kosti" koji ukazije na grebene talasa, dok donja fotografija prikazuje položaje* C i D*, (prema: Lester F. P., 1995.).*

Sličnim, smicajućim mehanizmima, kao i u slučaju smicajućih gravitacionih talasa, može se objasniti nastanak CAT fenomena u oblasti mlazne struje. Upravo, glavna karakteristika ovih oblasti je postojanje jakog smicanja vetra. Međutim, ostale karakteristike CAT fenomena biće saopštene u okviru posebne celine, koja sledi.

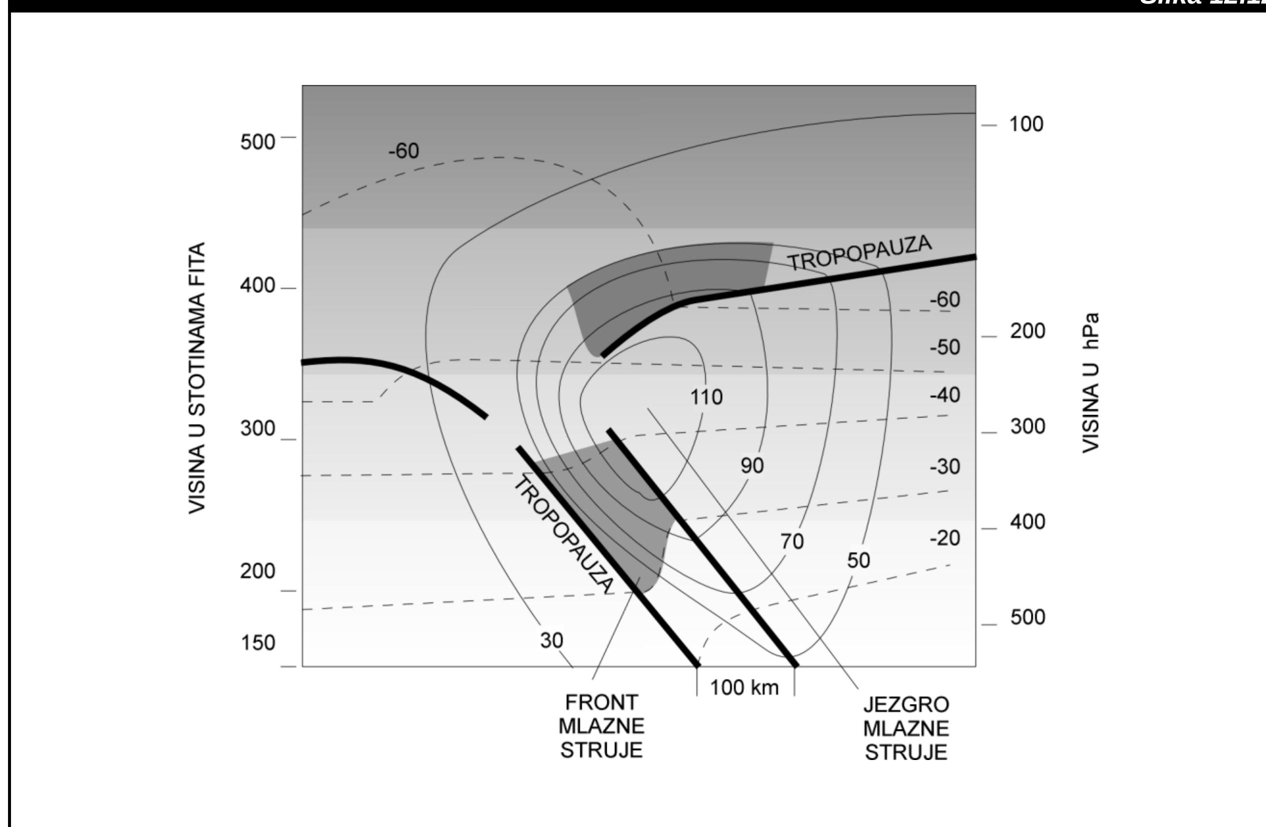
TURBULENCIJA MLAZNE STRUJE

Turbulencija mlazne struje čini 2/3 CAT situacija. Zbog toga će ona biti u fokusu našeg sledećeg CAT modela. Kao što iz naziva sledi, oblast mlazne struje je zona pojave ovog CAT fenomena. Pogodne zone za pojavu CAT fenomena prikazane su na poprečnom preseku idealizovanog modela mlazne struje datog na Slici 12.12.

1. Jedan region se nalazi u nagnutom sloju atmosfere ispod oblasti najvećih brzina mlazne struje (**jezgro mlazne struje**). Ovaj, nagnut sloj je poznat pod nazivom **front mlazne struje**. Ovakav front može biti nađen u svakoj mlaznoj struji.
2. Drugi pogodan sloj za stvaranje CAT je nagnuta tropopauza smeštena na toploj strani mlazne struje, ali iznad njenog jezgra. Topla strana je obično ona koja je bliža Ekvatoru.

Poznata je činjenica da nedostaju kvalitetna osmatranja CAT fenomena. Da bi se to nadomestilo, prognostičari često koriste metod uvida u vremenske uzorke velikih razmera, kao glavni način za dijagnosticiranje i progniziranje CAT fenomena. Ovaj metod se zasniva na poznavanju statističkih relacija između pojavljivanja CAT i izvesnih oblika konfiguracije mlazne struje. Na osnovu poznavanja ovakvih relacija prognostičari su sposobni da odrede velike oblasti potencijalne turbulencije. Na primer, značajni CAT fenomeni i smicanje vetra su mnogo izgledniji u uslovima kada je brzina jezgra mlazne struje iznad 110 kt. Tačan položaj CAT fenomena se ne može dobro odrediti. Izuzetak od toga je prilika kada vazduhoplov sretne CAT i o tome napravi izveštaj.

Slika 12.12



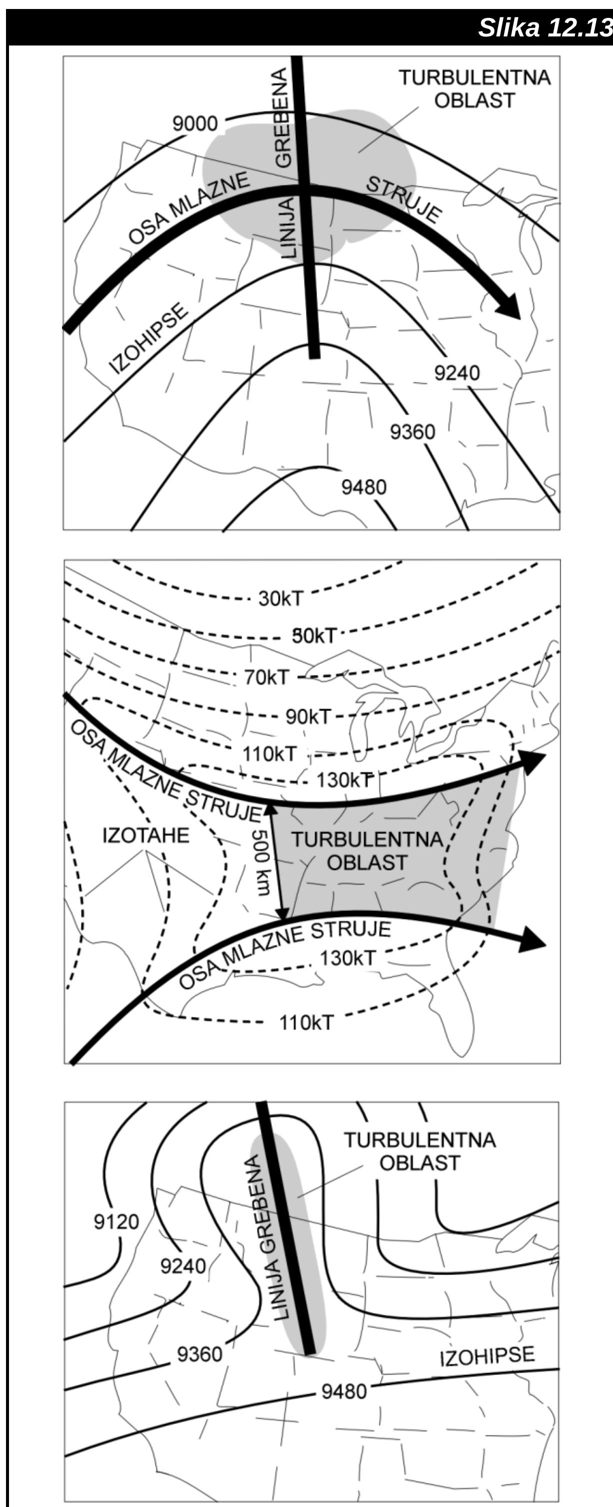
Idealizovan vertikalni poprečni presek kroz mlaznu struju. Isprekidane linije su izoterme, a vrednosti su u stepenima Celzujusovim. Pune tanke linije su izotahe (linije koje spajaju tačke istih brzina), a vrednosti brzina su u čvorovima, dok pune debele linije označavaju položaj tropopauze i frontalne zone mlazne struje. Zone najverovanije turbulencije su zatamnjene. Nagib frontalne zone je preuveličan, a osobine na visini mogu biti značajno različite u zavisnosti od geografske širine i sezone.

CAT u okolini mlazne struje ima tendenciju da se pojavljuje u tanjim slojevima. Njihova debljina je obično manja od 2 000 ft, širine su nekoliko desetina, pa čak i do stotinu kilometera, a dužine su 100 km ili više. CAT se često pojavljuje u iznenadnim izlivima, kada vazduhoplov preseče tanak i nagnut turbulentni sloj.

U okolini mlazne struje postoje dva posebna regiona u kojima se često pojavljuje CAT.

Slika 12.13 pokazuje neke uzorke vazduhoplovnog vremena na visini koji pogoduju stvaranju CAT fenomena. Prikazani uzorci uključuju dva grebena u polju pritiska i oblast gde mlazna stuja konvergira i divergira.

Slika 12.13



Uzorci mlazne struje koji pogoduju stvaranju CAT. *Debele linije sa strelicama su ose mlazne struje, dok su isprekidanim linijama označene izotahe. Zatamnjeni delovi ukazuju na potencijalne* CAT *oblasti.*

TURBULENCIJA PLANINSKIH TALASA (MWT)

Turbulencija planinskih talasa (MWT) se proizvodi u regionima gde se pojavljuju planinski talasi. Tako, razlikujemo

- turbulenciju u oblasti planinskih talasa i
- turbulencija u donjoj zoni.

Za dalji opis MWT iskoristimo dobro poznati grafički model sistema planinskih talasa na kome su označene oblasti turbulencije, Slika 12.14.

Korisno je zapamtiti da intenzitet MWT fenomena zavisi od brzine vetra blizu planinskih vrhova. Tako, što je brzina vetra veća na nivoima bližim vrhovima planina, veće su šanse za stvaranje turbulencije. Na primer, kada je brzina vetra na vrhovima planina između 25 kt i 50 kt, treba očekivati umerenu turbulenciju na svim nivoima do 5 000 ft iznad tropopauze. Ovakva turbulencija može da se proširi 250 km do 500 km niz vetar. Međutim, kada je na vrhovima planina brzina vetra veća od 50 kt, može se očekivati jaka turbulencija na prostoru od oko 250 km niz vetar, specijalno unutar sloja debljine 5 000 ft oko tropopauze i ispod vrhova rotora.

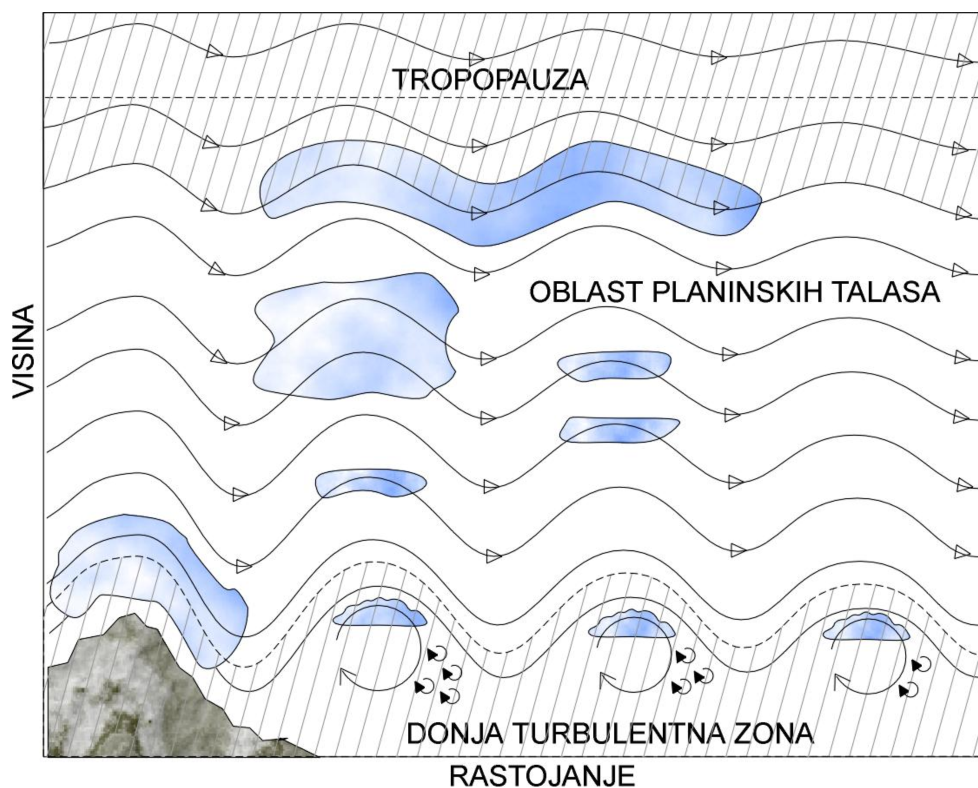
TURBULENCIJA U OBLASTI PLANINSKIH TALASA

Planinski talasi su mnogo češće uravnati nego što su turbulentni. Međutim, ako turbulencija postoji u oblasti planinskih talasa, ona se naziva **turbulencija u oblasti planinskih talasa**.

Najizglednije mesto za pojavljivanje turbulencije u oblasti planinskih talasa je unutar sloja od 5 000 ft debljine oko tropopauze. Blizu tropopauze vetar dostiže maksimum. Iznad i ispod ovog nivoa, a uz pomoć vertikalnog smicanja, stvaraju se uslovi za nastanak glavne zone turbulencije u oblasti planinskih talasa. Aktivnost planinskih talasa jača smicanje vetra i pomaže razvoj smicajućih gravitacionih talasa. Uslovi za pojavu planinskih talasa i CAT su mnogo povoljniji kada je preko planinske oblasti prisutna i mlazna struja. Sve ovo pomaže da se objasni zašto se mnogo češće izveštava o turbulenciji iznad planinskih oblasti, nego bilo gde na drugim mestima.

Od ostalih mesta u oblasti planinskih talasa, MWT je obično najjači na prvom ili primarnom talasnom ciklusu, upravo niz vetar od planinskog grebena. Izvan ove oblasti situacija može biti različita. Na primer, kada planinski talas ima visoku amplitudu strujanje vazduha je obično uravnato, pa se let duž ovakvih talasa često izveštava kao"... *jaka talasna aktivnost...*", pre nego "... *jaka turbulencija ...*". Kakva je stvarna situacija tokom leta duž planinskog talasa, ne zavisi samo od amplitide talasa, već, takođe, zavisi i od talasne dužine i brzine vazduhoplova.

Slika 12.14



Poprečni presek kroz idealizovan sistem planinskih talasa. Vazdušne struje su prikazane tankim linijama koje su označene strelicama. U šrafiranim oblastima se stvara turbulencija.

Poznato je da slabi planinski talasi imaju uspona i nispona kretanja od 300 ft/min do 900 ft/min, dok jaki talasi dostižu 1 800 ft/min do 3 600 ft/min. Međutim, bila su izveštavana i vertikalna kretanja od 5 000 ft/min do 8 000 ft/min. U takvim situacijama pokazivanje altimetra može biti veoma netačno (treća altimetrijska greška, vidi Glavu 3, Odeljak C).

Do sada smo uglavnom upoznavali uticaje planinskih talasa na vazduhoplov nezavisno od njegovog položaja. Međutim, poznata je stvar da i položaj vazduhoplova može odrediti uticaj planinskih talasa. Na primer, posmatrajmo dva suprotstavljena slučaja. U prvom slučaju, pristup uz vetar će davati sve bogatija upozorenja o planinskim talasima, jer se talasna aktivnost povećava približavanjem planinskom grebenu. U drugom slučaju, pristup niz vetar, odmah stavlja vazduhoplov u primarni ciklus. Tada se udaljavanjem od grebena smanjuju talasne aktivnosti i njihov uticaj na vazduhoplov.

Talasna aktivnost proizvodi opasne vremenske pojave. Za vazduhoplov bi bilo najbolje da ih izbegne. Međutim, ako promena rute nije prihvatljiva, bila bi od velike pomoći bar promena visine letenja. To je najbolje uraditi što dalje od mesta najizglednijih turbulentnih slojeva. *Na primer, kada se prilazi oblasti planinskih talasa od zavetrene strane (uz vetar) pri jakom vetru, izuzimajući pri tome samo jako visoke planine, preporučuju se sledeća pravila letanja:*

- *penjanje treba početi najmanje* 150 km *daleko od planine,*
- *pre preletanja planinskog grebena treba se popeti na visinu koja je najmanje* 3 000 ft *do* 5 000 ft *iznad vrhova planine i*
- *najbolja procedura za prilaz grebenu je pod uglom od* 45 ^{0}, *da bi se omogućilo brzo povlačenje u slučaju nailaska na turbulenciju.*

Ako prvi pokušaj preletanja grebena bude neuspešan, treba napraviti i drugi pokušaj na većoj visini. Nažalost, ponekad se mora birati između povratka i prelaska na drugu, pogodniju rutu.

TURBULENCIJA U DONJOJ ZONI

Turbulencija u donjoj zoni postoji u graničnom sloju u sistemu planinskih talasa. U ovom sloju jak vetar i smicanje vetra proizvode rasprostranjenu turbulenciju po kojoj je ovaj sloj i dobio naziv. U tipičnim slučajevima najgora turbulencija se dešava preko zavetrene strane planinskog grebena, ispod prve talasne doline i u prvom rotoru, Slika 12.15.

Jak vetar je blizu planine upravljen niz padinu. Oblast jakog vetra se širi delovima zavetrene strane grebena. U uslovima jako izraženih planinskih talasa, jak prizemni vetar i njegovi udari se mogu proširiti daleko izvan planinskog podnožja. Kao što smo videli u Glavi 10, ovakvo nispono kretanje stvara fenske efekte. Tako, jedna od najvažnijih aktivnosti u donjoj turbulentnoj zoni u podnožiju planine jeste duvanje suvog i toplog fenskog vetra.

Iz prethodne diskusije sledi da bi trebalo izbegavati letenje na nižim nivoima u prisustvu planinskih talasa. Ako postoji dovoljno vlage, planinski talasi se mogu identifikovati prisustvom oblaka. Kapasti oblaci ukazuju na snažno nispono kretanje preko zavetrenih strana. *Zapamtimo da odsustvo oblaka ne garantuje i odsustvo MWT.*

U slučaju letenja kroz planinske prolaze i doline ne može se propisati dovoljno sigurna procerdura. *Na primer, ako je vetar na vrhovima planina* 25 kt *ili više, važi pravilo; leti više, leti oko ili nemoj da letiš.*

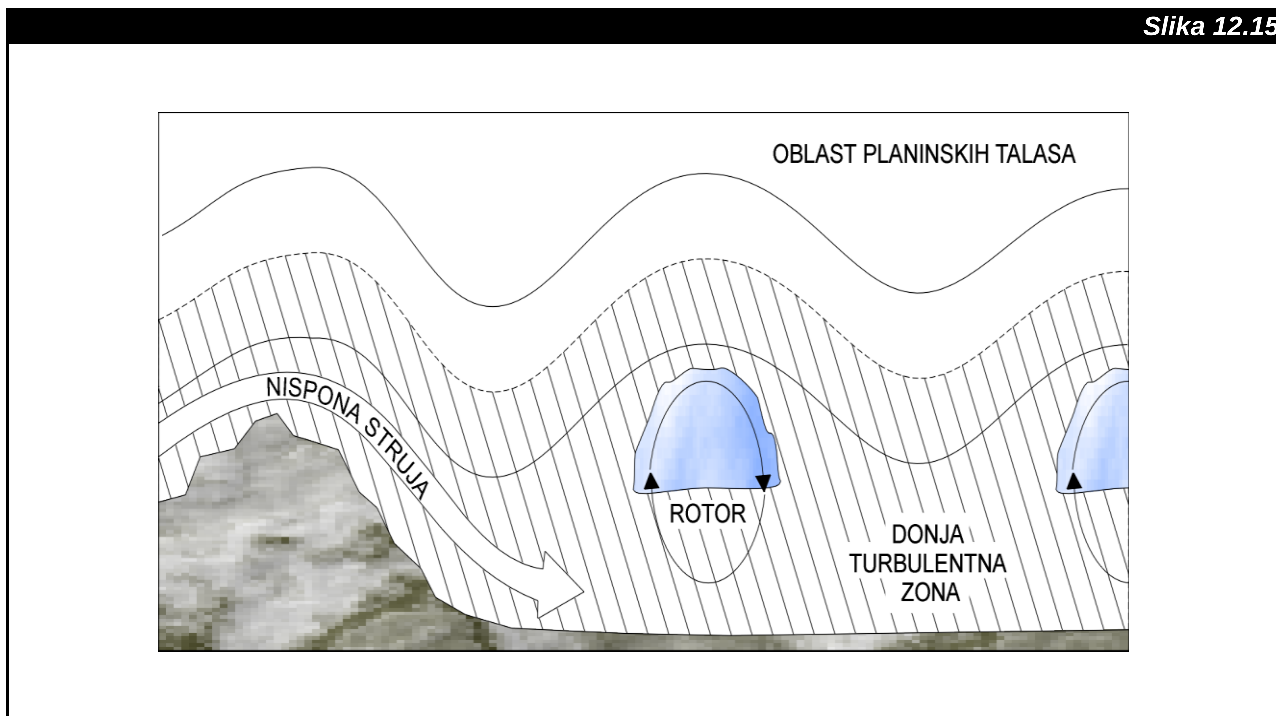
Obično se najjači MWT pojavljuje u rotor cirkulacijama. Setimo se, one se nalaze ispod grebena talasa. Prvi rotor niz vetar od planinskog grebena je obično najintenzivniji. On i prvi talasni ciklus čine mesto najjače turbulencije u donjoj turbulentnoj zoni. Visina centra rotor cirkulacije je oko visine vrha planinskog grebena. Ako postoji, rolasta oblačnost je obično smeštena na vrhu rotora. Jak i dobro razvijen rotor je zatvorena cirkulacija. On poseduje osnovnu i povratnu struju, kao i dve vertikalne struje suprotno usmerene.

Jačina rotora je proporcionalna jačini zavetrenih talasa. Tako, rotor može biti snažniji na mestima gde je

- jači vetar na vrhu planine,
- veći nagib planinske strane i gde je
- planina vrlo visoka u odnosu na svoje podnožje.

U nekim slučajevima rotor može biti veoma slaba cirkulacija, a ponekad može i da ne postoji. Međutim, uvek se savetuje oprezan pristup mestu rotora. *Dobro bi bilo zapamtiti sledeće pravilo: kada se sumnja da planinski talasi postoje, sa ili bez rolastih oblaka, treba prihvatiti da postoji bar jedan jak rotor.*

Slika 12.15



Prikazana je donja turbulentna zona u sistemu zavetrenih talasa i mesta najjače turbulencije (šrafirana oblast).

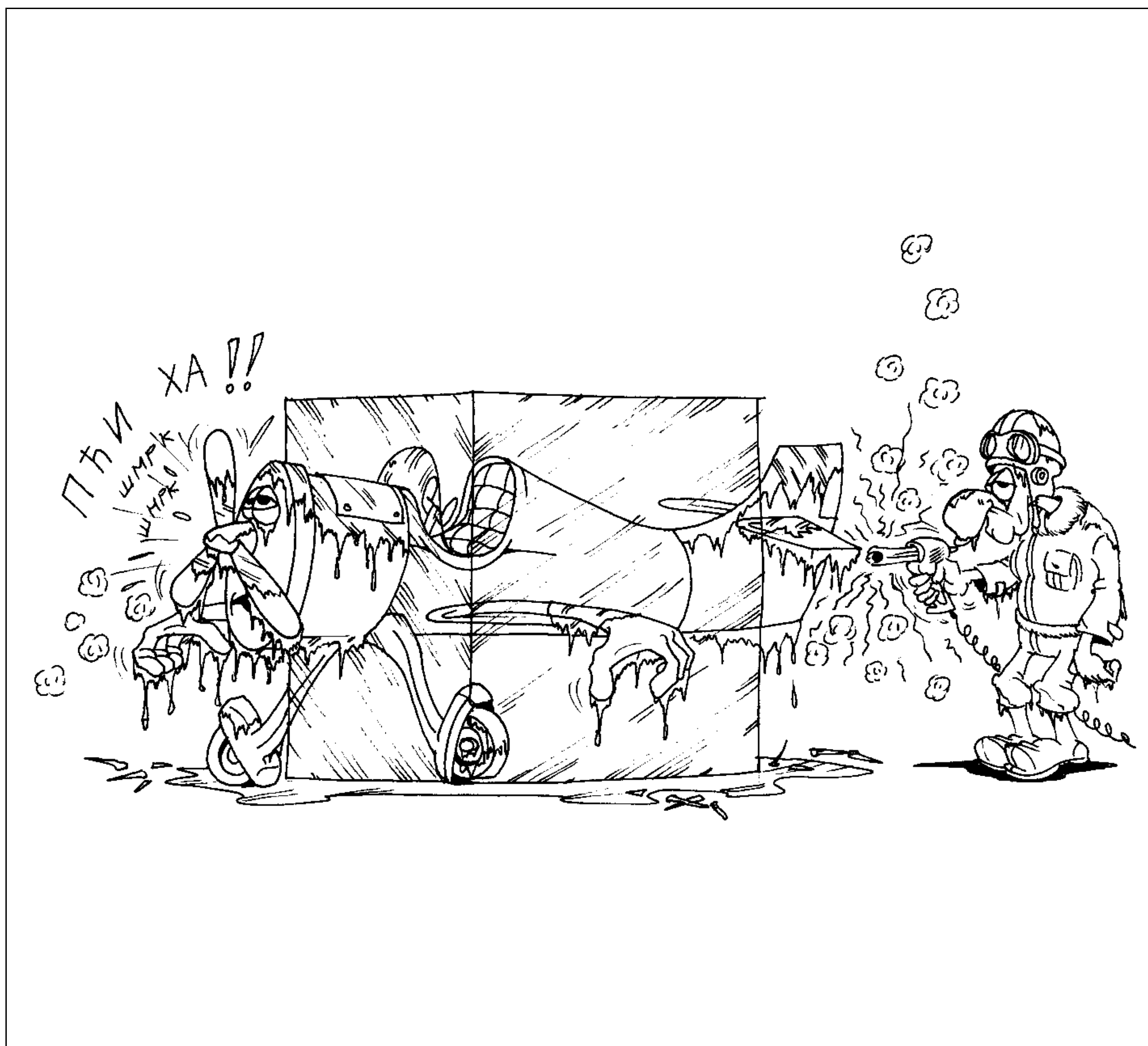
Sažetak

Vazduhoplovna turbulencija se stvara od brojnih i različitih fenomena. Četiri tipa turbulencije su razmatrane u ovoj glavi: turbulencija u nižim slojevima (LLT), turbulencija u ili blizu grmljavinskih nepogoda (TNT), turbulencija vedrog vremena (CAT) i turbulencija planinskih talasa (MWT). Sada znamo zašto i gde se turbulencija razvija. Postali smo vlasnici nekoliko korisnih konceptualnih modela turbulencije. Oni će nam pomoći da prepoznamo potencijalna turbulentna mesta, kako tokom letenja, tako i u vremenskim uzorcima na meteorološkim kartama. Na osnovu istih modela u stanju smo da povežemo različite tipove turbulencija i velike cirkulacione sisteme u kojima su one ugnežđene. Na kraju, naučili smo i koje su procedure najkorisnije da bi se minimizirali štetni uticaji turbulencije na letenje.

GLAVA 13
ZALEĐIVANJE

Uvod

Kada se leti kroz oblake ili kišu u temperaturama blizu ili ispod 0 ^{0}C, treba očekivati zaleđivanje vazduhoplova. Čak i kada je vazduhoplov dobro opremljen uređajima za zaštitu od zaleđivanja, njegova odbrana je samo delimična, jer je zaleđivanje vazduhoplova vrlo podmukla pojava. Događa se da i kada veoma pažljivo osmotrimo i odaberemo okolinu za let bez zaleđivanja, ono iznenada može postati faktor i pretnja bezbednosti leta. U ovoj glavi, naučićemo kako nastaje zaleđivanje. Zatim, upoznaćemo oblike koje zaleđivanje može imati, kako se ono izveštava i pod kojim se meteorološkim uslovima najizglednije dešava. Kada budemo okončali čitanje ove glave znaćemo, šta je to zaleđivanje i kako ga treba izbegavati i/ili kako minimizirati njegov uticaj.



Odeljak A

KARAKTERISTIKE I UZROCI ZALEĐIVANJA

Prema opštoj definiciji, **zaleđivanje** je proces formiranja naslaga (nagomilavanja) leda na nekom objektu. Međutim, u ovom odeljku ćemo opisati tipove i uzroke zaleđivanja samo vazduhoplova, uključujući stvaranje inja i slane.

EFEKTI ZALEĐIVANJA

Kada se formira led na vazduhoplovu, on degradira performanse vazduhoplova na mnogo načina. Od nagomilanog leda se aerodinamični oblici podižućih površina krive, čime se težina i čeoni otpor vazduhoplova povećavaju, a sila uzgona opada. Zaleđivanje na elisama smanjuje potisak, a led u karburatoru i ulazima vazduha smanjuje snagu motora. Takođe, sve ovo utiče da se minimalna brzina povećava. Komandne površine i stajni trap mogu postati neupotrebljivi, ako se ne spreči njihovo jako zaleđivanje.

Nejednaki raspored leda na elisi može stvoriti štetne vibracije. U mlaznim vazduhuplovima grumen slomljenog leda može biti ususan u motor, stvarajući pri tome oštećenja na lopaticama kompresora. Zaleđivanje pito-statičkog sistema dovodi do grešaka u pokazivanju instrumenata za horizontalnu i vertikalnu brzinu vazduhoplova, kao i za njegovu visinu. Zaleđivanje radio antena stvara nepovoljne efekte u radio komunikaciji, a led na vetrobranima smanjuje vidljivost. Zaleđivanje stvara nepovoljne efekte čak i na operacije na tlu, jer led i/ili sneg na pisti dovode do poteškoće u kočenju.

TIPOVI I UZROCI ZALEĐIVANJA

Postoje tri važna tipa zaleđivanja u vazduhoplovstvu:

- Strukturno zaleđivanje,
- Induktivno zaleđivanje i
- Inje i slana na vazduhoplovu.

Razumevanje uzroka strukturnog i induktivnog zaleđivanja, pa i inja, odnosno slane na vazduhoplovu, zahteva da se podsetimo nekih važnih meteoroloških postavki vezanih za proces formiranja leda. Tu spadaju:

- prvo, formiranje leda, inja ili slane zahteva prisustvo vode ili velike vlažnosti vazduha i neki način hlađenja do temperatura manjih od 0 °C,
- drugo, vodene kapi mogu postojati i na temperaturama manjim od 0 °C (prehlađene vodene kapi) i
- treće, tri najčešća načina hlađenja atmosfere su; kontaktno hlađenje, adijabatsko širenje i isparavanje.

STRUKTURNO ZALEĐIVANJE

Strukturno zaleđivanje se odnosi na formiranje leda na spoljnim delovima vazduhoplova. Ono uključuje led na krilnim i repnim površinama, elisi, radio antenama, vetrobranu, pito cevi i stajnom trapu. Glavni negativan efekat strukturnog zaleđivanja je u gubitku aerodinamične efikasnosti letilice.

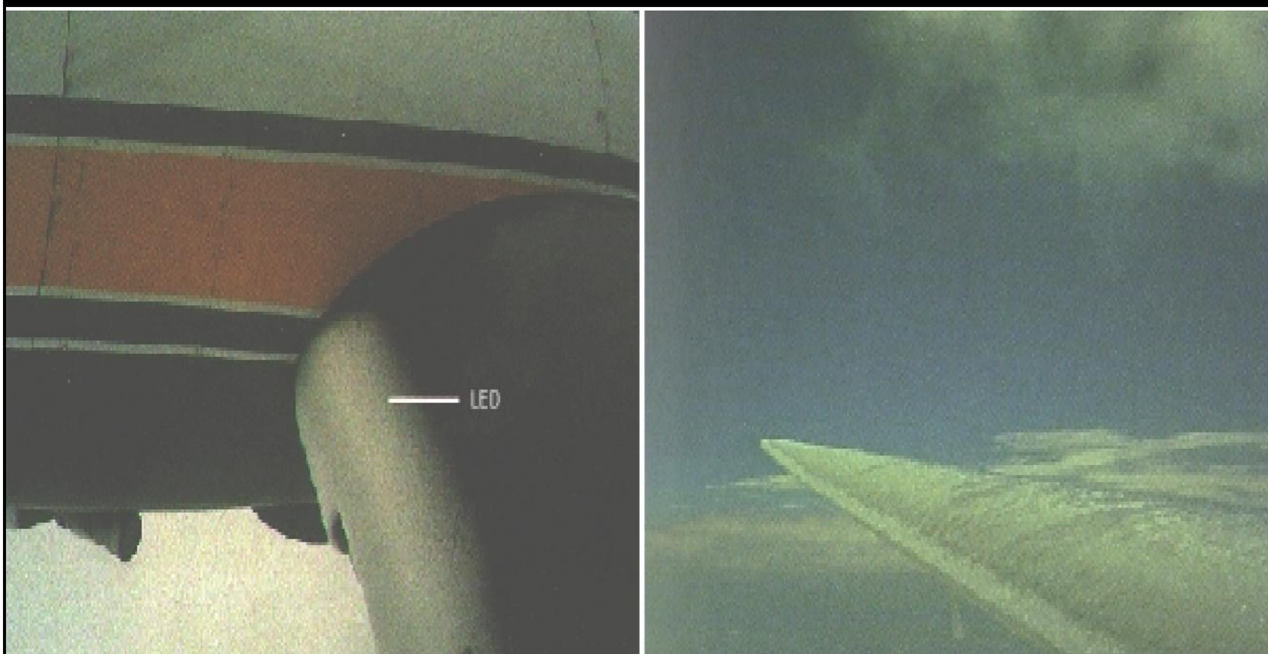
Primarni uzrok strukturnog zaleđivanja leži u zamrzavanju vodenih kapi na oplati letilice prilikom njenog prolaska kroz oblak. Da bi se to desilo, letilica na oplati mora imati temperaturu ispod 0 °C, a oblak kroz koji se leti mora sadržati prehlađene vodene kapi. Pod opisanim uslovima kapi se zamrznu kada udare u letilicu. Ova vrsta zaleđivanje se ne dešava u oblaku sastavljenom samo od ledenih kristala.

Proces zaleđivanja stvara tri vrste leda u zavisnosti od temperature, broja i veličine kapi unutar oblaka.

1. **Čist led** se formira kao ledena glazura od velikih kapi, kada se one rasprostru preko oplate, zamrzavajući se polako. Čist led ima uglačanu površinu, čvrstu i prozirnu strukturu. To je vrlo opasna forma strukturnog zaleđivanja, jer je takav led jak i tvrd. On snažno prianja za površine i umnogome može narušiti aerodinamični profil vazduhoplova.
2. **Injast led** nastaje ako su kapi male i ako se smesta zamrznu kada udare u vazduhoplov. Tom prilikom, one zarobe vazduh, pri čemu formiraju led krte strukture. Ovakav led raste u vazdušnoj struji na napadnim ivicama krila, podupirača i drugih isturenih delova vazduhoplova. On se pojavljuje kao neprovidna i porozna građa mlečno bele boje.

   Injast led može imati ozbiljne uticaje na narušavanje aerodinamike krila. Međutim, generalno posmatrano, njegov uticaj je slabiji od delovanja čistog leda. Pored toga, ova vrsta leda se lakše uklanja upotrebom uređaja za odleđivanje.
3. **Mešani led** je kombinacija injastog i čistog leda. On se formira u obliku grebenastih naslaga sačinjenih od snežnih ili ledenih delića umetnutih u čist led.

Slika 13.1



Primeri čistog leda (desno) na krilu i injastog leda (levo) na delu krila između noseće konzole i trupa, (prema: Lester F. P., 1995.).

Primeri čistog i injastog leda prikazani su na fotografijama datim na Slici 13.1. Strukturno zaleđivanje se javlja u pilotskim izveštajima saglasno vrsti leda i intenzitetu zaleđivanja. Intenzitet zaleđivanja se određuje prema jačini nagomilavanja leda, efikasnosti postojećih uređaja za zaštitu od zaleđivanja i prema vrsti akcije koju pilot mora da preduzme u borbi protiv nagomilanog leda, Tabela 13.1.

Podaci iz testova ukazuju da gusti i hrapavi slojevi leda, snega ili slane na napadnim ivicama i gornjim površinama krila, koji su vrlo slični srednje hrapavom šmirgl-papiru, mogu da smanje silu uzgona 30 % i povećaju čeoni otpor 40 %.

INDUKTIVNO ZALEĐIVANJE

Induktivno zaleđivanje deluje na pogonske grupe. To uključuje zaleđivanje karburatora i zaleđivanje na vazdušnim usisnicima.

Zaleđivanje karburatora je proces formiranja leda u i oko karburatora. Do ove vrste zaleđivana dolazi usled uvlačenja dovoljne količine vlažnog vazduha u karburator. Pored toga, temperatura karburatora mora biti ispod 0 ^{0}C, ali i manja od temperature tačke rose vazduha. Do hlađenja dolazi adijabatskim širenjem vazduha

Tabela 13.1

STRUKTURNO ZALEĐIVANJE: KRITERIJUMI ZA IZVEŠTAVANJE		
INTENZITET	USLOVI NAGOMILAVANJA	PREPORUKE PILOTU
Tragovi	Led tek počinje da se vidi. Količina nagomilavanog leda se nešto slabije povećava nego što su gubici zbog sublimacije.	Sem ukoliko susret sa ovakvom vrstom zaleđivanja ne traje jedan sat ili više, ne zahteva se upotreba uređaja za zaštitu od zaleđivanja i/ili promena kursa i/ili visine leta.
Slabo	Količina nagomilanog leda može stvoriti problem kada se pod ovakvim uslovima leti jedan sat.	Zahteva se povremena upotreba uređaja za zaštitu od zaleđivanja i/ili promena kursa i/ili visine leta.
Umereno	Jačina nagomilavanja leda je takva da i kraći let pod ovakvim uslovima stvara potencijalnu i/ili stvarnu opasnost.	Zahteva se upotreba uređaja za zaštitu od zaleđivanja i/ili promena kursa i/ili visine leta.
Jako	Jačina nagomilavanja leda je takva da upotreba uređaja za zaštitu od zaleđivanja neće biti dovoljna da smanji ili stavi pod kontrolu opasnost.	Smesta se zahteva promena kursa i/ili visine leta.

*Intenzitet zaleđivanja, uslovi nagomilavanja i preporuke pilotu. Uređaji za zaštitu od zaleđivanja se dele na **uređaj za odleđivanje** koji uklanja led posle njegovog formiranja i **uređaj za sprečavanje zaleđivanja** koji deluje preventivno na formiranje leda.*

(Glava 6, Odeljak A) u karburatoru i isparavanjem goriva. Na primer, zaleđivanje karburatora je moguće u širokom rasponu temperatura od 22 °C do –10 °C.

Zaleđivanje karburatora može delimično ili potpuno da zaustavi struju smeše vazduh/gorivo. Pri tome može stvoriti kompletnu havariju motora. U ovakvom slučaju problem se dodatno uvećava značajnim hlađenjem karburatora usled isparavanja goriva. Na primer, adijabatsko širenje vazduha i isparavanje goriva mogu da smanje temperaturu karburatora za 20 °C ili više. Tada, zaleđivanje može da se dogodi i kada je spoljna temperatura daleko iznad 0 °C. Ovo može pilota navesti na pogrešnu dijagnozu problema. Na primer, on može da ne razmatra problem zaleđivanja, pošto leti u okolini čija je temperatura daleko iznad 0 °C. Međutim, uz pretpostavku da pilot ima znanja o ovim problemima i minimalno iskustvo, zaštitu mora potražiti u upotrebi uređaja za zagrevanje kraburatora, kao glavnog sredstva zaštite. Primenjivost i ograničenja ovakvih uređaja detaljno su izloženi u pilotskim operativnim priručnicima.

Zaleđivanja na vazdušnih usisnicima je glavno štetno delovanje induktivnog zaleđivanja. Tada, dolazi do gubitka snage vazduhoplova, zbog delimičnog i/ili potpunog zaustavljanja vazduha pre nego što dospe do motora. Pod datim meteorološkim uslovima, led se mnogo pogodnije razvija na ulazima vazduha (npr. na rešetkama i vazdušnim usisnicima), nego na nekim drugim mestima.

U operacijama mlaznim vazduhoplovima tokom rulanja, poletanja i penjanja postoji smanjenje pritiska u vazdušnim usisnicima kompresora. Kretanje vazduha kroz usisnike dovodi do njegovog hlađenja. U zavisnosti od tipa motora, led se može formirati i kada spoljašnji vazduh ima visoku relativnu vlažnost i temperaturu iznad 0 °C, pa čak i kada oblak i/ili tečne padavine nisu prisutni. To stvara smanjenje ili zaustavljanje dovoda vazduha i narušavanje performansi motora. Za detaljniji opis ovih uticaja na pojedinačne tipove motora treba koristiti pilotske operativne priručnke.

INJE I SLANA NA VAZDUHOPLOVU

Kao što smo prethodno naučili (vidi Glavu 6, Odeljak A), **inje** nastaje zamrzavanjem rose, dok je **slana** (**mraz**) depozicioni produkt koji nastaje na temperaturi tačke rose (temperatura tačke slane) ispod 0 °C. Tipično inje i slana su bele pojave perjastog izgleda i ukazuju na led kristalne strukture.

Inje i slana se formiraju na letilici na isti način kao što se formiraju i na drugim objektima. Pošto ovako formiran led predstavlja opasnu vremensku pojavu, jer narušava performanse vazduhoplova, on će biti posebno razmatran pod nazivom **inje i slana na vazduhoplovu** ili samo inje i slana. Ova opasna pojava obično nastaje tokom vedrih noći, najčešće tokom kasne jeseni, zime ili ranog proleća. Tada se usled radijacionog hlađenja temperatura oplate vazduhoplova spusti ispod temperature tačke rose, koja je manja 0 °C.

Glavna opasnost od inja i slane na vazduhoplovu su hrapavi slojevi dodatog leda na spoljnim površinama vazduhoplova. Mada to ne izgleda kao velika pretnja, specijalno u poređenju sa obimnijim čistim ledom, dodatak tankog prekrivajućeg sloja inja i slane usporava vazdušne struje koje obezbeđuju uzgon. Tokom poletnog rulanja, rasprostranjeno inje i slana mogu stvoriti poteškoće, pa čak i onemogućiti poletanje. Jako inje i slana na vazduhoplovu mogu povećati minimalnu brzinu za više od 5 % do 10 %. Vazduhoplov koji nosi naslage inja i slane posebno je ranjiv na nižim nivoima leta, gde se oseća uticaj turbulencije i smicanja vetra, specijalno pri malim brzinama i u zaokretima. *Zbod toga, treba zapamtiti jednostavno pravilo da pre poletanja obavezno treba ukloniti inje i slanu sa svih površina vazduhoplova.*

Takođe, slana može nastati i u letu. To se obično događa kada se hladan vazduh penje ili spušta kroz oblačni region relativno visoke vlažnost. Ovakva slana je kratkog trajanja, ako se temperatura vazduhoplova povećava. Ukoliko ovakva slana duže potraje, javiće se problem povećanja minimalne brzine.

ZALEĐIVANJE PO TIPOVIMA VAZDUHOPLOVA

U zadatim uslovima zaleđivanja, potencijal zaleđivanja zavisi od konstrukcije vazduhoplova i njegove brzine. Mlazni vazduhoplovi su obično manje osetljivi na zaleđivanje, jer oni obično operišu u visokim slojevima atmosfere u kojima vladaju temperature van opsega zaleđivanja. Mnogo manji vazduhoplovi sa klipnim motorima su više osetljivi na zaleđivanje. Njima često nedostaju uređaji za zaštita od zaleđivanja i njihove operacije se češće odvijaju na malim visinana. Helikopteri su ekstremno osetljivi na zaleđivanje lopatica rotora koje obezbeđuju potisak i silu uzgona.

Odeljak B

OKOLINA ZALEĐIVANJA

Okolinu zaleđivanja čine određeni opšti uslovi vazduhoplovnog vremena i neke atmosferske cirkulacije u kojima se dešava strukturno zaleđivanje. U okolinu zaleđivanja spadaju uslovi koje stvaraju, redom:

- temperatura,
- tipovi oblaka,
- padavine,
- frontovi i
- orografski efekti.

U nastavku odeljka razmotrićemo svaku od navedenih okolina zaleđivanja na proces formiranja leda.

TEMPERATURA

Kad god se leti u oblacima, čija je temperatura 0 ^{0}C ili manja, moguće je zaleđivanje. Podsetimo se naših diskusija o nastanku padavina u Beržeronovom procesu, (vidi Glavu 6, Odeljak C). Znamo da se u oblaku nalaze prehlađene vodene kapi na temperaturama do oko –40 ^{0}C. Tako, u intervalu između 0 ^{0}C i –40 ^{0}C definisane su granice zaleđivanja, pri čemu se zaleđivanje smanjuje opadanjem temperature. Zaleđivanje nije velika opasnost na temperaturama ispod –20 ^{0}C, izuzimajući unutar oblaka tipa Cumulonimbus. U intervalu između 0 ^{0}C i –20 ^{0}C postoje tri temperaturna opsega (ranga) zaleđivanja. Ovi opsezi, pored toga što određuju vrste leda, mogu da posluže i za definisanje vrste strukturnog zaleđivanja, saglasno vrsti leda, Tabela 13.2.

Tabela 13.2

TEMPERATURNI OPSEG	VRSTA LEDA	VRSTA ZALEĐIVANJA
od 0 ^{0}C do –10 ^{0}C,	Čist led	Čisto zaleđivanje
od 10 ^{0}C do –15 ^{0}C,	Mešani led	Mešano zaleđivanje
od -15 ^{0}C do –20 ^{0}C	Injast led	Injasto zaleđivanje

Rangiranje zaleđivanja prema kritičnim temperaturama. Ovi rangovi su približni i često prelaze zadate intervale za 5 ^{0}C. *Takođe, injasto zaleđivanje se može dešavati i na temperaturama ispod* –20 ^{0}C .

OBLACI

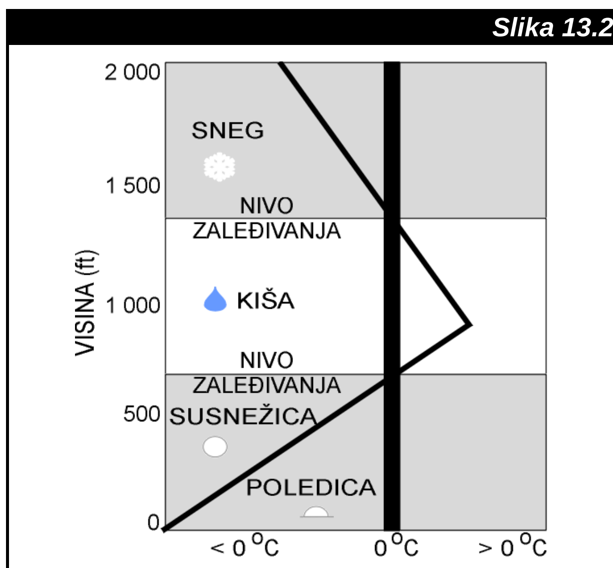
Velika količina prehlađenih oblačnih kapi i njihove velike dimenzije čine veliki potencijal zaleđivanja. U oblacima su kapi veće na mestima gde je veće vertikalno kretanje i gde je temperatura neposredno ispod 0 ^{0}C. Pod navedenim uslovima, kapi koje udaraju u vazduhoplov zamrzavaju se mnogo sporije. Time je dozvoljeno da se nezamrznuti ostaci kapi vrate u vazduh, vođeni ivicama vazduhoplova. Ovo objašnjava tendenciju stvaranja čistog leda u temperaturnom opsegu od 0 ^{0}C do –10 ^{0}C. U nastavku ćemo razmatrati probleme zaleđivanja prema vrsti oblačnog sloja.

1. **Oblaci vertilanog razvoja** imaju veoma izraženu konvektivnu strukturu i jaka vertikalna kretanja, pa je i postupak stvaranja čistog leda u njima značajno izražen. Setimo se, oblaci tipa Cumulus i Cumulonimbus imaju ćelijsku prirodu i dominantan vertikalni razvoj. Zbog toga su opasnosti od zaleđivanja u ovim oblacima horizontalno ograničene, ali zato imaju veliko vertikalno prostiranje. Zaleđivanje može biti intenzivno u gornjoj polovini oblaka tipa Cumulonimbus, barem do nivoa na kome temperatura padne ispod –20 ^{0}C. Kao što se može očekivati, čisto zaleđivanje je često moguće i u nižim delovima zone zaleđivanja. Istovremeno se mešano i injasto zaleđivanje nalazi iznad. Međutim, bili si izveštavani i slučajevi zaleđivanja u oblaku tipa Cumulonimbus na temperaturama daleko ispod –40 ^{0}C. *Zbog svega navedenog, oblake vertikalnog razvoja treba izbegavati, kad god je to moguće.*
2. **Slojasti oblaci** imaju manje kapi, tako da u njima postoji tendencija uspostavljanja injastog i mešanog leda. Obrnuto od oblaka vertikalnog razvoja, vertikalne granice slojeva zaleđivanja u slojastim oblacima su obično samo 2 000 ft do 3 000 ft debljine i retko se nalaze više od 5 000 ft iznad nivoa zaleđivanja. Međutim, oblasti zaleđivanja u slojastim oblacima mogu imati mnogo šire horizontalno prostiranje nego što je to kod oblaka vertikalnog razvoja. U slojastim oblacima se šanse za zaleđivanjem mogu smanjiti promenom visine letenja na nivoe gde je temperatura iznad 0 ^{0}C ili gde je temperatura manja od –10 ^{0}C.
3. **Visoki oblaci** oboćno nisu mesta opasnog zaleđivanja. Izuzetak se jedino može naći u oblaku oblika nakovnja, pridruženom delu grmljavinske nepogode. Povremeno, zaleđivanje se može dogoditi kada postoje jake konvektivne struje koje nose prehlađene kapi do vrhova oblaka ignorišući pri tome vrlo niske temperature.

Na osnovu svega navedenog trebalo bi zapamtiti da se čist led može sresti bilo gde na visinama iznad nivoa zaleđivanja. Najjače nagomilavanje čistog leda je obično na temperaturama od 0 ^{0}C do –15 ^{0}C.

PADAVINE KOJE SE LEDE

Tokom hladnih meseci, nije ništa neobično da pri tlu postoji plitki sloj vazduha temperature niže od 0 ⁰C. Istovremeno, iznad ovog sloja je smešten topliji vazduh, čija je temperatura viša 0 ⁰C. Na Slici 13.2 je dat sondažni prikaz prethodno opisane prizemne inverzije i šematski prikaz zaleđivanja.



Sondažni prikaz prizemne inverzije. U svetlijoj oblasi temperatura je iznad 0 ⁰C. *Vidi se da je sloj vazduha temperature ispod* 0 ⁰C *smešten na tlo. Padajuća snežna pahuljica počinje da se topi i pretvara u kap kada iz najvišeg sloja, čija je temperatura niža od* 0 ⁰C, *dospe u sloj temperature više od* 0 ⁰C. *Dalje, kap nastavljajući da pada dospeva u prizemni sloj, čija je temperatura ponovo ispod* 0 ⁰C. *Na kraju, kada kap dospe na hladno tlo pretvara se u kontaktu s njim u poledicu.*

U nekoj od ranijih glava smo kazali da se padavine formirane kao sneg u hladnim oblacima tope dospevši u tople slojeve. Zatim, one se ponovo zamrzavaju u plitkim prizemnim slojevima, pretvarajući se najčešće u susnežucu. Ovako formirane tečne padavine (ledena rosulja i/ili ledena kiša) se u kontaktu sa tlom, čija je temperatura ispod 0⁰C, pretvaraju u poledicu. Nagomilavanje leda na vazduhoplovu će se dešavati pod istim uslovima, ako je njegova temperatura niža od 0 ⁰C. Uvakve situacije se često dešavaju u oblastima toplih frontova.

Važan deo praktičnih informacija vezanih za procenu zaleđivanja i stvaranja ledene kiše i/ili rosulje je poznavanje lokacije nivoa zaleđivanja. U atmosferi najčešće postoji samo jedan nivo zaleđivanja. Međutim, povremeno, a specijalno tokom zime, pri tlu se može nalaziti tanak sloj vazduha temperature manje od 0 ⁰C, dok se iznad njega nalazi sloj toplijeg vazduha temperature veće od 0 ⁰C. U opisanoj situaciji mogu postoje dva ili više nivoa zaleđivanja, kao što je to bilo prikazano na Slici 13.2.

FRONTOVI

Kao što smo videli, tip i/ili intenzitet zaleđivanja zavisi od rasprostranjenosti i snage vertikalnog kretanja. Znamo da su frontovi značajni izvori vertikalnog kretanja, oblaka i padavina. Dodatno, frontovi često produkuju temperaturne uzorke koji pogoduju razvoju padavina koje se lede. Tako, nije ništa iznenađujuće da se na frontovima nalaze rasprostranjene oblasti opasnog zaleđivanja, specijalno tokom zime. Procenjeno je da se od svih javljenih slučajeva zaleđivanja, 85 % dogodi u okolini frontalnih zona. Slika 13.3 prikazuje poprečne preseke kroz topli i hladni front i temperaturnu strukturu koja produkuje zaleđivanje.

Kao što se očekuje, oblačnost gornjeg dela frontalne površine sadrži uslove čistog, mešanog i injastog zaleđivanja. Ako je podižući vazduh uz frontalnu površinu nestabilan, slojevi zaleđivanja će biti povezaniji sa oblacima vertikalnog razvoja. Takođe, tom prilikom će oblasti zaleđivanja imati dominantno vertikalno, a neznatno horizontalno prostiranje. Suprotno, na mestima stabilnijeg vazduha dominira slojasta oblačnost i horizontalna rasprostranjenost oblasti zaleđivanja.

Oblast zaleđivanja se može nalaziti oko 180 km iza hladnog fronta i do 500 km ispred toplog fronta. Ledena kiša (jako zaleđivanje) i ledena rosulja (umereno zaleđivanje) su uobičajene opasnosti u frontalnoj zoni i u plitkom hladnom vazduhu ispod nje. Padavine koje se lede u toplom frontu i/ili stacionarnom frontu su obično mnogo raširenije, nego u slučaju hladnog fronta, zbog postojanja razlika u nagibima frontalnih površina.

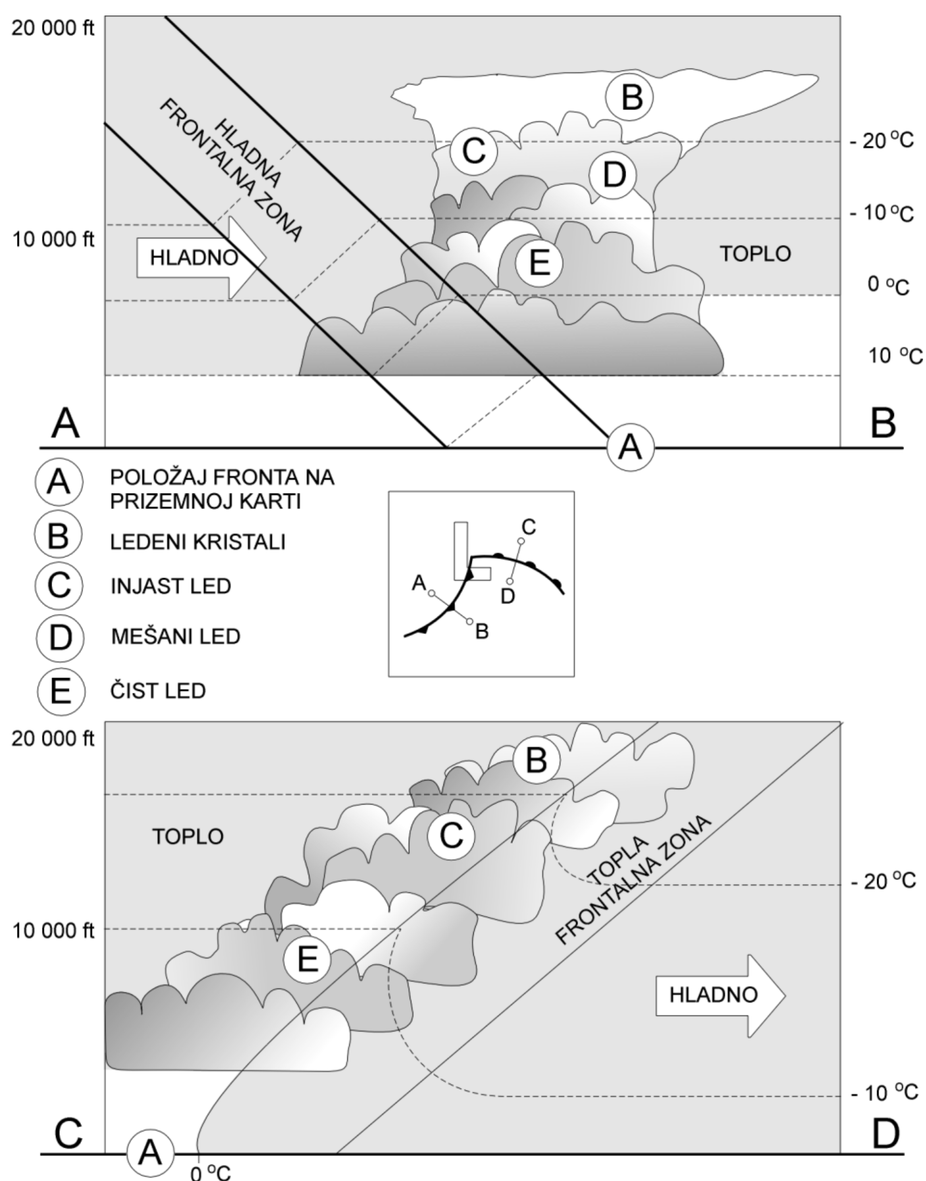
Znamo da se okludovani vantropski ciklon može prostirati do troposfere. Tada, umereno zaleđivanje obično cirkuliše u oblačnim masama koje se nalaze oko centra ciklona.

OROGRAFSKI EFEKTI

Planinski tereni se trebaju smatrati ozbiljnim izvorima opasnog zaleđivanja u slučajevima kada postoje oblaci. Oblaci koji se formiraju usponim kretanjem na navetrenim stranama planina prenose tečnu vodu u zaleđujuće oblasti. Najgore zone zaleđivanja se primarno nalaze na i preko navetrenih strana vrhova planina/brda. Ove oblasti se mogu očekivati u okolini planinskih vrhova iznad oko 5 000 ft, Slika 13.4.

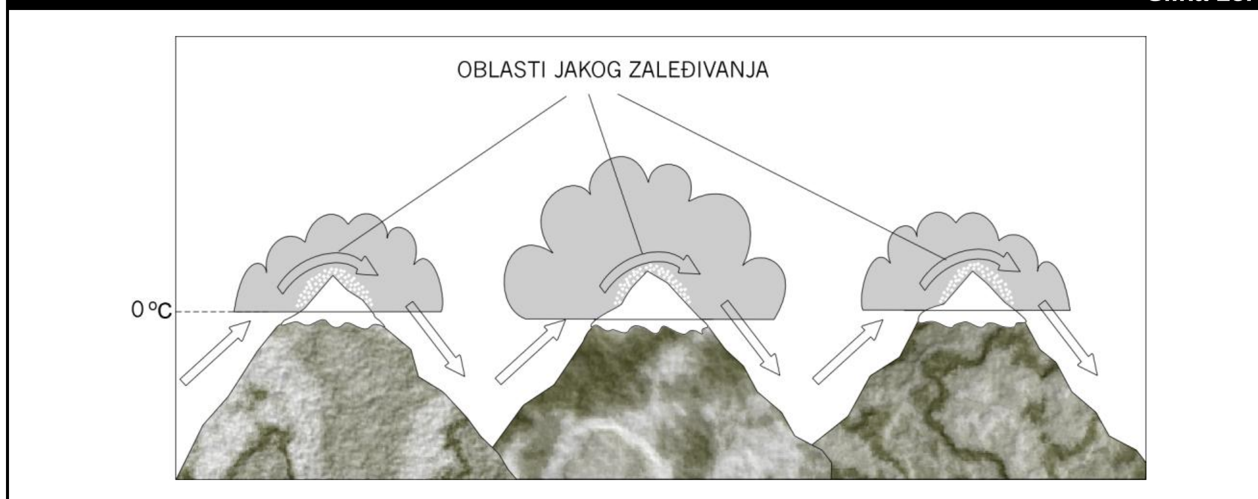
Ako nestabilan vazduh prelazi planine dolazi do razvoja oblaka tipa Cumulus i dubokih zona zaleđivanja. Takođe, potencijalno najgori uslovi zaleđivanja se pojavljuju kada frontovi prelaze vrhove planina. Tada se u procesu stvaranja zone zaleđivanja udružuju uticaji, planina, fronta i nestabilnosti.

Slika 13.3



Poprečni presek kroz idealizovan hladni front (gore) i topli front (dole) na kojima su označene zone zaleđivanja. Na međuskici linijama AB i CD *su prikazane pozicije poprečnih preseka oba fronta. Ako hladnom frontu prethodi linija nestabilnosti, uslovi zaleđivanja se nalaze na istoj lokaciji. Visina baze oblaka može značajno varirati kod slojastih oblaka.*

Slika 13.4



Kada se vlažan vazduh uspono kreće uz planinske strane, on prelazi vrhove planina iznad kojih dolazi do formiranja rasprostranjenih oblaka u kojima se pojavljuje jako zaleđivanje.

KLIMATOLOGIJA

Sezona zaleđivanja je u srednjim geografskim širinama obično tokom zime. Ovakvim uslovima pogoduju niske temperature, bliskost tla i nivoa zaleđivanja, a mnogo češće vremenske nepogode pridružene frontalnim zonama. Takođe, značajna zaleđivanja se mogu dešavati i tokom ranog proleća i kasne jeseni. Kao što se može očekivati, zaleđivanja se ređe pojavljuje tokom leta.

IZBEGAVANJE

Zaleđivanje se dešava u svim fazama leta, pod pogodnim temperaturim u oblačno/vlažnim uslovima. U Tabeli 13.3 data su neka pravila kao pomoć u izbegavanju ili minimiziranju uticaja zaleđivanja na letenje. Pravila su grupisana prema fazama letenja koje su iznačene izrazima: "na tlu", "u letu" i "u sletanju".

Tabela 13.3

NA TLU
• *Ukloniti sa vazduhoplova inje, slanu, led i sneg neposredno pred poletanje.* • *Tokom hladnog vremena, kag god je to moguće, treba izbegavati rulanje i poletanje kroz blato, vodu i lapavicu. Ako se mora rulati preko navedenih podloga, treba pre poletanja napraviti proveru za obezbeđivanje slobodne kontrole i nesmetanog uvlačenja stajnog trapa posle poletanja.*
U LETU
• *Penjanje kroz slojeve zaleđivanja treba obavljati većom brzinom nego što se to radi van ovih slojeva, da bi se izbegla minimalna brzina, koja može značajno da se poveća zbog zaleđivanja.* • *Upotrebiti uređaj za odleđivanje kada nagomilani led nije suviše veliki. Kada ovaj uređaj prestaje da daje efekte, treba promenuti kurs ili visinu i izaći iz zone zaleđivanja što je pre moguće.* • *Ako vazduhoplov nije opremljena uređajem za zagrevanje pito-statičkog sistema, treba biti oprezan u očitavanju altimetra, horizontalne i vertikalne brzine letilice.* • *Kada je vazduhoplov jako prekriven ledom, treba izbegavati nagle manevre, jer su tada vazduhoplovu narušene aerodinamičke performanse.*
U SLETANJU
• *When "iced-up", fly your landing approach with power.*

Neka pravila kao pomoć u izbegavanju ili minimiziranju uticaja zaleđivanja na letenje.

Sažetak

Problem zaleđivanja ne dozvoljava mnogo prostora za grešku. To je specijalno tako, kada je zaleđivanje kombinovano sa problemima turbulencije i smicanja vetra u instrumentalnim meteorološkim uslovima (vidi Glavu 14). U ovoj glavi, nismo naučili samo kako nastaju strukturno i induktivno zaleđivanje, već je pokazano i kakvu ulogu na pojavu zaleđivanja imaju temperatura, sadržaj vode, frontovi i planine. Pored toga, naučili smo da ignorisanje bezazlene pojave inja ili slane na vazduhoplovu može imati ozbiljne uticaje na performanse aviona. Na kraju, na osnovu uzroka i karakteristika zaleđivanja dati su brojni praktični saveti, kako da se uspostavi pomoć za izbegavanje i/ili minimiziranje efekata zaleđivanja.

GLAVA 14

INSTRUMENTALNI METEOROLOŠKI USLOVI

Uvod

Niska oblačnost i mala vidljivost se povremeno pojavljuju u okolini gde se obavlja letenje. Tada se radi održavanja bezbednosti letenja u dozvoljenim granicama, određenim letačkim operacijma pristupa samo ako na avionu i aerodromu postoje odgovarajući navigacioni i merni uređaji (instrumenti). **Meteorološki uslovi** (*Meteorological Conditions* - **MC**) na aerodromu u kojima je upotreba ovih instrumenata obavezna nazivaju se **instrumentalni meteorološki uslovi** (*Instrumental Meteorological Conditions* - **IMC**). Granične vrednosti oblačnosti i vidljivosti od kojih počinje IMC nazivaju se **minimalne vrednosti**. Pored uzroka fenomena koji dovode do stvaranja IMC, potrebno je poznavati i sve ozbiljne probleme koji oni mogu da stvore. Svha ove glave je da opiše kakakteristike i primarne uzroke meteoroloških fenomena koji ograničavaju oblačnost i vidljivost.

Kada završimo čitanje ove glave, znaćemo da upotrebljavamo tehničku terminologiju za određivanje osmotrene/aktuelne i prognostičke oblačnosti i vidljivosti. Takođe, moći ćemo da razumemo kako se IMC razvija pod uticajem cirkulacija velikih razmera. Na kraju, naučićemo kako da upotrebom jednostavnih pravila pomognemo sebi u radu sa IMC.



Odeljak A

PREDGOVOR

U većini država Sveta uobičajena je praksa da se **pravila instrumentalnog letenja** (*Instrumental Flight Rules* - **IFR**) regulišu posebnim **vazduhoplovno tehničkim propisima.** Ovi propisi sadrže (minimalne) kriterijume za letačke operacije unutar državnog vazdušnog prostora u meteorološkim uslovima koji su lošiji (manji), nego oni koji se zahtevaju po **pravilima vizuelnog letenja** (*Visual Flight Rules* - **VFR**). Propisi koji određuju IFR i VFR pravila zavise od vremenskih uslovima, opremljenosti vazduhoplova i aerodroma (piste), obučenosti (kvalifikaciji) pilota i visine letenja. Ove propise svaki pilot obavezno mora da poznaje pre početka letenja.

Pilotu kao pomoć u donošenji i/ili ne donošenju odluka u pripremi leta i/ili tokom leta stoji na raspolaganju široka različitost meteoroloških fenomena. Da bi interpretirao sve te informacije suštinski i efikasno, pilot mora poznavati terminologiju i kriterijume koji definišu instrumentalne i vizuelne uslove letenja.

Po analogiji na IMC, koji određuje IFR ili instrumentalne uslove letenja, postoje i **vizuelni meteorološki uslovi** (*Visual Meteorological Conditions* – **VMC**), koji određuju VFR ili vizuelne uslove letenja. Time su definisana dva osnovna vremenska uslova (MC) ili kategorije letenja; IFR i VFR. Kategorije letenja smo radi lakšeg povezivanja sa dva osnovna pravila letenja nazvali istim skraćenicama. U poslednje vreme su sve prisutnije još dve kategorije letenja, poznate kao; **granična pravila vizuelnog letenja** (*Marginal Visual Flight Rules* - **MVFR**) i **pod-instrumentalna pravila letenja** (*Low Instrument Flight Rules* - **LIFR**). Granične vrednosti (minimalne vrednosti) oblačnosti i vidljivosti koji odgovaraju svim navedenim kategorijama letanja prikazane su u Tabeli 14.1.

U najvažnije parametre vazduhoplovnog vremena na aerodromu spadaju oblačnost i vidljivost. Njih nije moguće uvek sasvim tačno odrediti. Njihove izmerene vrednosti su često grube aproksimacije velikih varijacija, naročito na kratkih rastojanjima i u malim vremenskim intervalima. Zbog ovih problema i ozbiljnih posledica koje na letenje mogu da imaju MC, podatke o oblačnosti i vidljivosti treba krajnje konzervativno i/ili sumnjičavo/kritički interpretirati. Zbog toga ćemo u narednim odeljcima upoznati

- izvesna ograničenja u izvođenju letenja, kao posledice postojanja IMC i
- neke načine za prevladavanje IMC, ali samo na osnovu poznavanja i korišćenja informacija o vazduhoplovnom vremenu saopštavanih u ovoj knjizi.

Tabela 14.1

KATEGORIJA	VISINA OBLAKA (ft)	VIDLJIVOST (m)
VFR	Vedro ili iznad 3 000	Veća od 8 000
MVFR	Između 1 000 i 3 000	Između 5 000 i 8 000
IFR	Između 500 i 1 000	Između 1 600 i 5 000
LIFR	Manja od 500	Manja od 1 600

Oblačnost i vidjlivost prema kategorijama za određivanje VFR, MVFR, IFR i LIFR uslova, (prema: Lester F. P., 1995.).

Odeljak B

UZROCI IMC

Vidljivost se smanjuje kada se od čvrstih i/ili tečnih delića materije iz atmosfere, kao što su vodene kapi, kristali leda, čestice prašine i druge materije, svetlost apsorbuje (upija), difundira (nepravilno odbija ili rasipa) i/ili reflektuje (pravilno odbija). Ovi delići su uvek prisutni u atmosferi, ali njihove količine mogu veoma mnogo da variraju. Ponekad, njihovo prisustvo ni najmanje ne ometa našu sposobnost da jasno prepoznajemo objekte. U drugom slučaju, visoka koncentracija ovih delića smanjuje vidljivost na nulu. Da bi razumeli kako svi ovi različiti uslovi nastaju, korisno je da istražimo vrste delića i njihovo ponašanje. Za ovu namenu, možemo podeliti atmosferske deliće koji smanjuju vidljivost u dve grupe:

1. Delići vode i
2. Ostali delići.

Ovako razvrstani delići mogu se pojavljivati kao veoma veliki, teški i naglo padajući komadi (kiša ili vulkanski ostaci). Istovremeno, drugi delići mogu biti tako mali da ostaju da lebde u vazduhu (oblaci, magla ili delići mutnoće). Broj i veličina ovih delića ne utiče samo na vidljivost, nego, takođe, određuje i boju neba (vidi Glavu 15).

DELIĆI VODE

Delići vode, kako u tečnom, tako i u čvrstom stanju, čine najčešći uzrok stvaranja IMC. Oni mogu biti organizovani u:

- magle i oblake tipa Stratus;
- padavine; i
- mećave i vejavice.

Izuzimajući pojave pod trećom tačkom, o kojima ćemo najpotrebnije informacije tek saopštiti, ostale uzročnike pogoršanja MC smo već dobro upoznali. Zbog toga će se u tekstu koji sledi, rasprava ograničiti samo na svojstva navedenih pojava važnih za stvaranje oblačnosti i vidljivosti u granicama ispod minimalnih vrednosti.

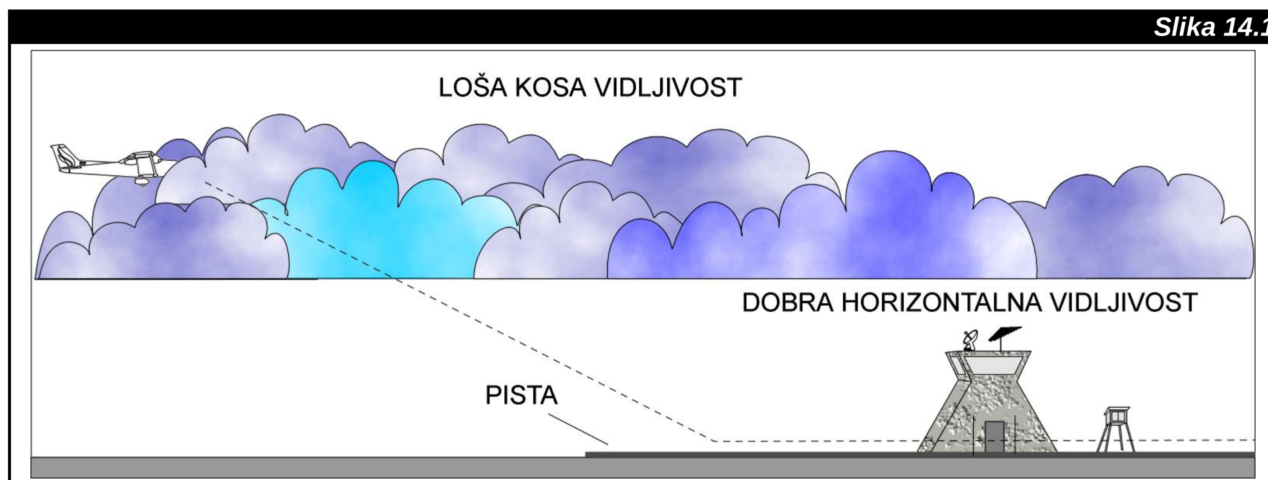
MAGLA I OBLACI TIPA STRATUS

Kao što smo naučili, svi oblaci su sastavljeni od ledenih kristala, vodenih kapi ili mešavine ovih sastojaka. Zbog toga, oblaci imaju veliki uticaj na vidljivost. Na primer, vidljivost u oblacima tipa Cirrus može dostizati oko 1 000 m i preko toga, dok niska oblačnost i oblak tipa Cumulonimbus imaju vidljivost od oko 30 m ili manje, često i nula. U prošlim odeljcima smo imali dosta diskusija o letačkim uslovima koji vladaju u i oko oblaka tipa Cumulonimbus. U ovom delu našu pažnju ćemo posvetiti samo magli i oblacima tipa Stratus.

Formalno posmatrano, magla je oblak čija je baza niža od 165 ft. Kao što vidimo, magla može delimično ili potpuno narušavati vidljivost. U najvećem broju slučajeva magla se formira u stabilnom vazduhu. Ona nastaje saturacijom usled kontaktnog hlađenja vazduha, (npr. radijaciona i advektivna magla). Zatim, magla može nastati i adijabatskim hlađenjem vazduha, (npr. nagibna magla). Takođe, postoje situacije u kojima se magla stvara kombinacijom kontaktnog i adijabatskog hlađenja. Situacija gde se magla formira u nestabilnom vazduhu (u tankim slojevima) srećemo kod strujne magle. Ona nastaje isparavanjem i saturacijom u tankom sloju vazduha. Specifičnu vrstu magle srećemo u slučaju magle isparenja, jer se ona ne stvara saturacijom nastalom hlađenja, već usled dodavanja vodene pare.

U nekim slučajevima postojanja advektivnih magli, jak vetar može mehaničkim mešanjem vazduha stvoriti oblake tipa Stratus, (kada je baza iznad 165 ft od AGL). Tom prilikom horizontalna vidljivost ne mora bit tako loša, ali kosa vidljivost za vazduhoplov koji se spušta ispod baze oblaka, može biti vrlo loša, Slika 14.1.

Slika 14.1

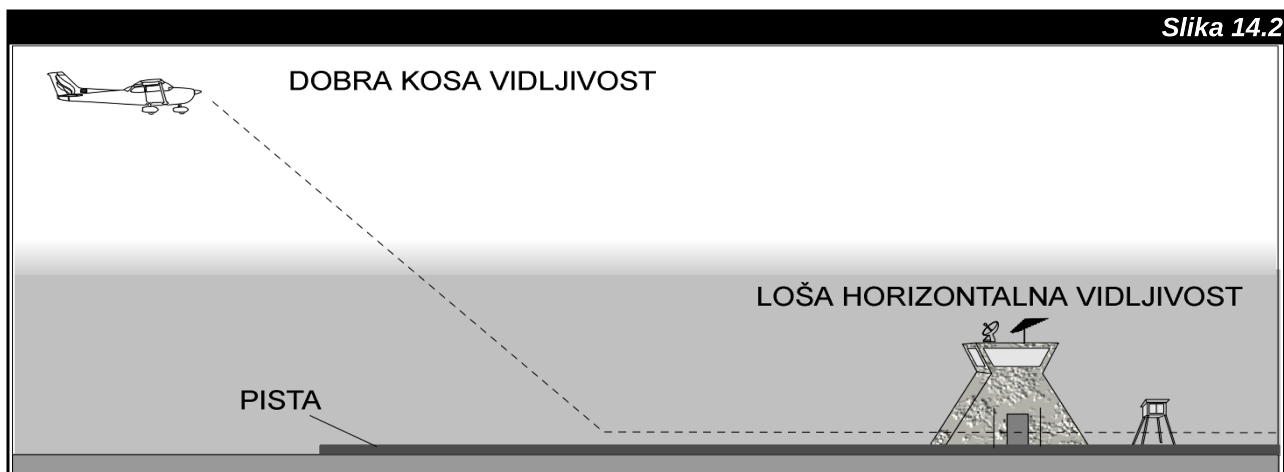


Kosa vidljivost može biti lošija od horizontalne vidljivosti u slučaju niske oblačnosti.

Kada je radijaciona magla plitka, kosa i vertikalna vidljivost mogu biti vrlo dobre, dok istovremeno horizontalna i/ili *RVR* vidljivost mogu biti veoma loše, Slika 14.2.

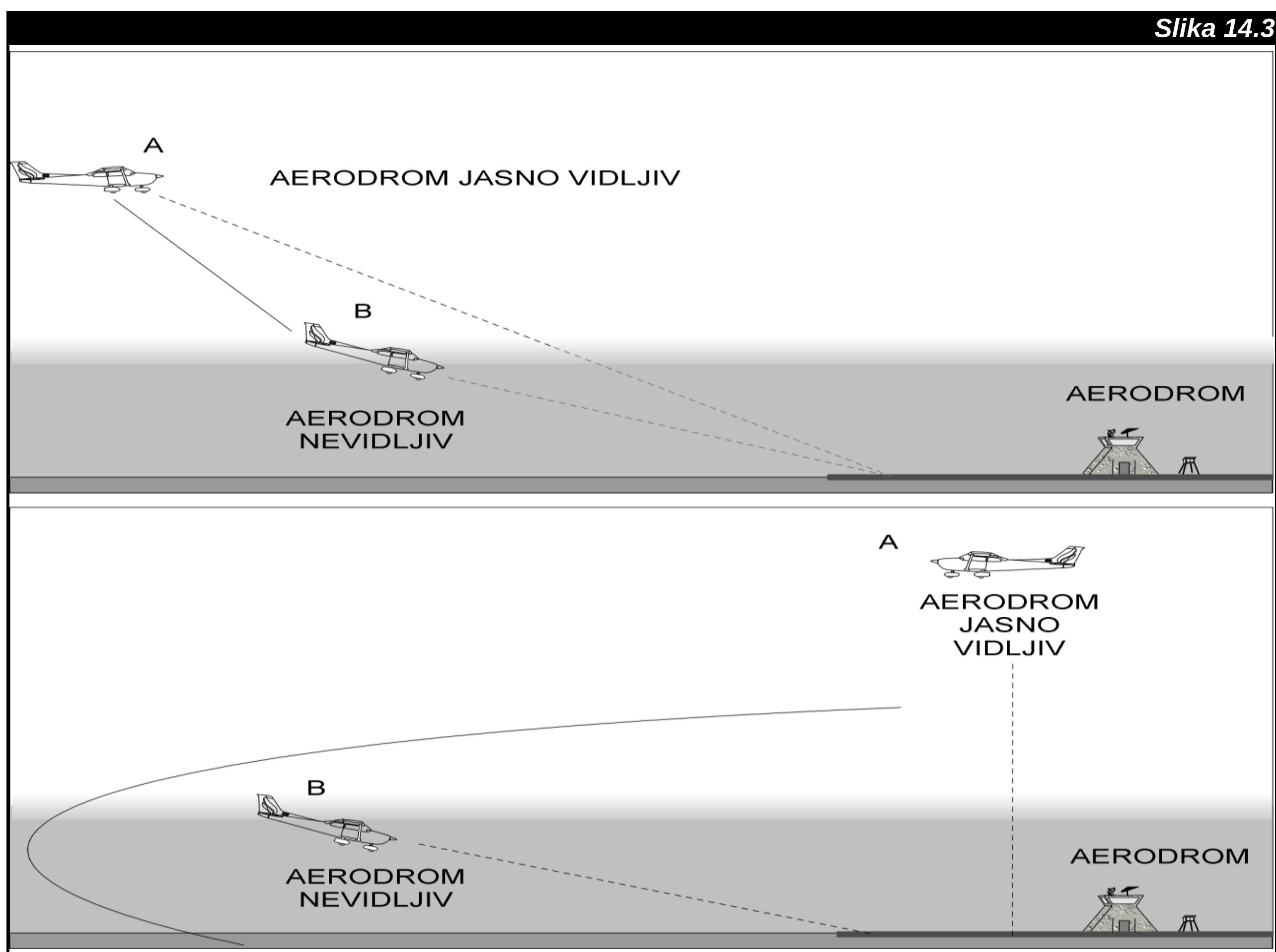
U istim meteorološkim uslovima vidljivost može zavisiti od položaja vazduhoplova u odnosu na posmatrani objekat, Slika 14.3.

Slika 14.2



Horizontalna vidljivost može biti lošija od kose vidljivosti u slučaju tankog sloja prozirne (nebo vidljivo) radijacione magle.

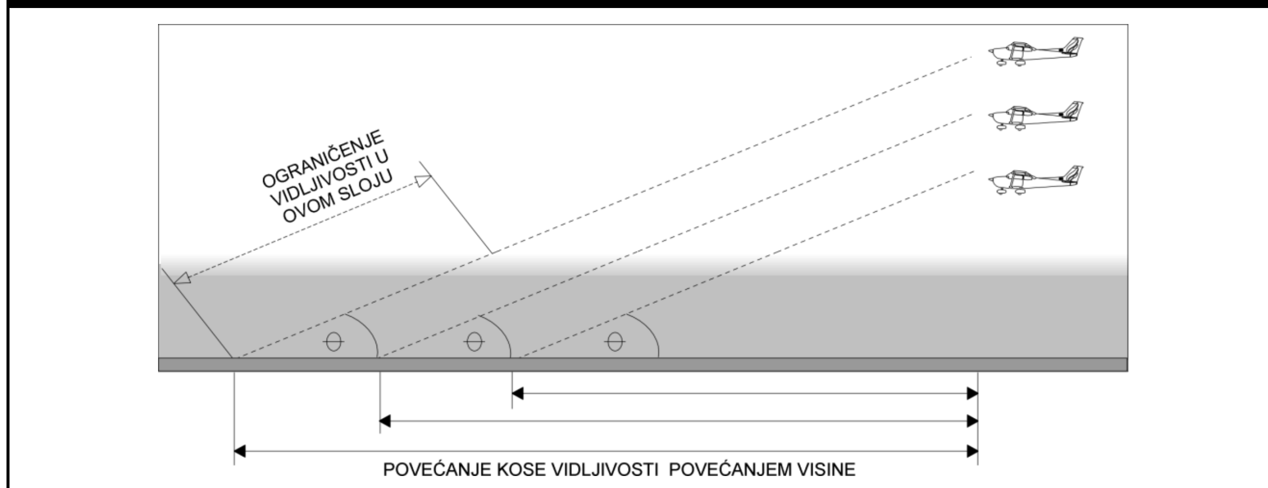
Slika 14.3



Dva primera kose vidljivosti. U oba slučaja avion se nalazi u položaju A *izvan sloja tanke i prozirne magle (nebo vidljivo), tako da pilot može jasno videti aerodromske objekte. Međutim, kod završnog prilaženja u položaju* B*, kada avion dospe u sloj magle i kada se pravac kose vidljivosti skoro poistoveti sa horizontalnim pravcem, često se događa da aerodromski objekti postanu nevidljivi.*

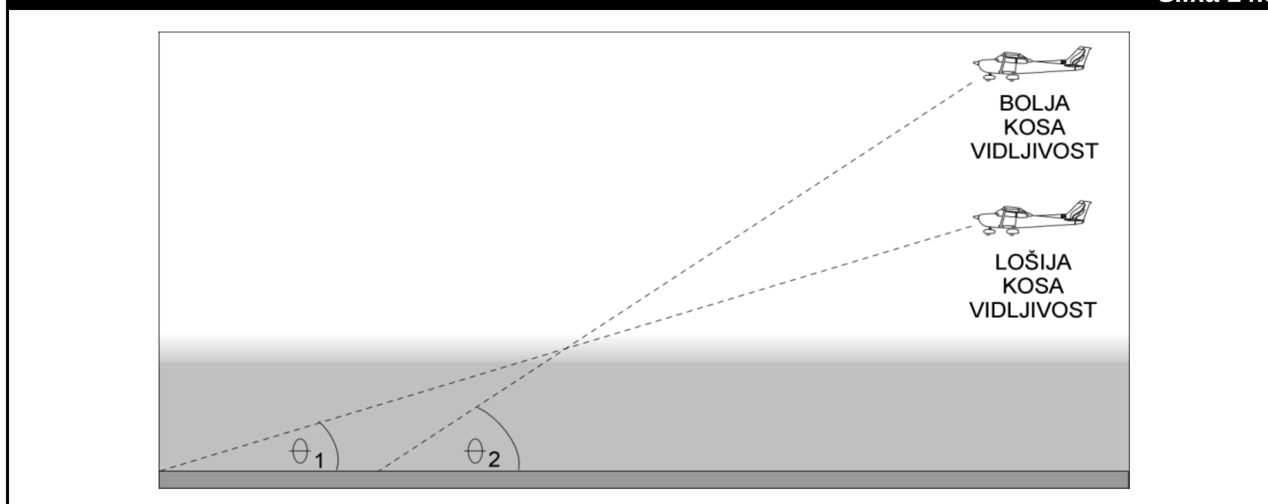
U situacijama kada vidljivost zavisi od položaja vazduhoplova, moguće je povećati opseg kose vidljivosti penjanjem vazduhoplova, kao što to pokazuje Slika 14.4. Takođe, povećanje kose vidljivosti se može ostvariti menjanjem ugla putanje sletanja u prilazu, Slika 14.5.

Slika 14.4



Povećavanje kose vidljivosti u slučaju tankog sloja radijacione magle.

Slika 14.5



Povećavanje kose vidljivosti modifikovanjem ugla putanje sletanja u prilazu.

Na kraju, ukažimo na jednu vrstu magle izazvane veštačkim putem. Diskusija o njoj je smeštena na ovom mestu, jer je njen nastanak isključivo vezana za prostor aerodroma. Ova vrsta magle se formira usled iznenadnog dodavanja u nezasićeni vazduh vlage i/ili jezgara kondenzacije iz startovanih motora vazduhoplova. Tada se u okolnom vazduhu dogodi saturacija. Posle toga se kroz kondenzaciju i zaleđivanje kapi, i/ili depoziciju kristala stvara ledena magla. Do naglog stvaranja IMC može doći usled pojave magle nastale u trenutku kada vazduhoplovi startuju motore. Ovakve magle uglavnom nastaju na aerodromima u višim geografskim širinama i na temperaturama od –35 ºC ili nižim. Opisana **ledena magla nastala veštačkim putem** za sada nema naziv. Zato je treba razlikovati od radijacione ledene magle opisane u Glavi 6. Zajednička im je samo struktura, jer su obe sastavljene samo od kristala leda.

PADAVINE

Padavine mogu uticati na oblačnost i vidljivost na tri načina.

1. Delići rosulje, kiše i snega su značajno veći nego oblačni delići, tako da je već to dovoljno za značajno smanjenje vidljivost. U slučaju jakih konvektivnih padavina može se videti značajno zatamnjenje u kišnom tunelu. Setimo se (vidi Tabelu 6.3), ako su sneg ili rosulja bilo slabi ili jaki, vidljivost može biti 1 000 m ili manja.
2. Padavine doprinose formiranju saturacionog sloja vazduha između baze oblaka i tla. U ovom sloju nastaju, odmah ispod

baze izvornih oblaka tipa Cumulus i/ili Stratus, pocepani oblaci tipa Fractus. Oni tokom kraćih intervala vremena stvaraju, kako nisku oblačnost, spuštajući bazu najnižih oblaka vrlo blizu tla, tako doprinose i smanjenju svih vidljivosti.

3. Na kraju, podsetimo se da kiša može stvoriti i frontalnu maglu. Kao što znamo, ona nastaje zahvaljujući dugotrajnoj kiši koja zasiti slojeve vazduha blizu tla.

MEĆAVA I VEJAVICA

Mećava i vejavica su fenomeni vazduhoplovnog vremena nastali u interakciji obavezno vetra i taloga čvrstih padavina na tlu, a ponekad i padavina.

1. **Visoka mećava** se pojavljuje kada vetar podiže deliće snega sa tla smanjujući vidljivost na manje od 10 km. Ovaj fenomen može predstavljati poseban problem u polarnim predelima, gde je sneg suv i sitan, čime je izuzetno pogodan za podizanje.
2. **Niska mećava** se pojavljuje na isti način kao i visoka mećava, jedino što se sneg nošen vetrom sa tla sada tako uskovitla (dovoljno nisko) da vidljivost nije znatno smanjena. Ovaj fenomen nije izazivač IMC. Međutim, on je ovde uvršćen jer se obavezno saopštava pilotima u raznih procedura prikupljanja vazduhoplovnih meteoroloških informacija.
3. **Vejavica** postoji kada se niska temperatura kombinuje vetrom, čija brzina prelazi 30 kt, i velikim količinama snega u vazduhu. Sneg jednom delom potiče od podloge, od koje je podignut vetrom, a drugim delim pada. U uslovima vejavice često dolazi do izuzetnog smanjenja vidljivosti.
4. **Prizemna vejavica** se koristi kao termin u nekim oblastima gde su mećava i vejavica uobičajene pojave, kako bi se opisalu uslovi vejavice po prestanku padanja snega.

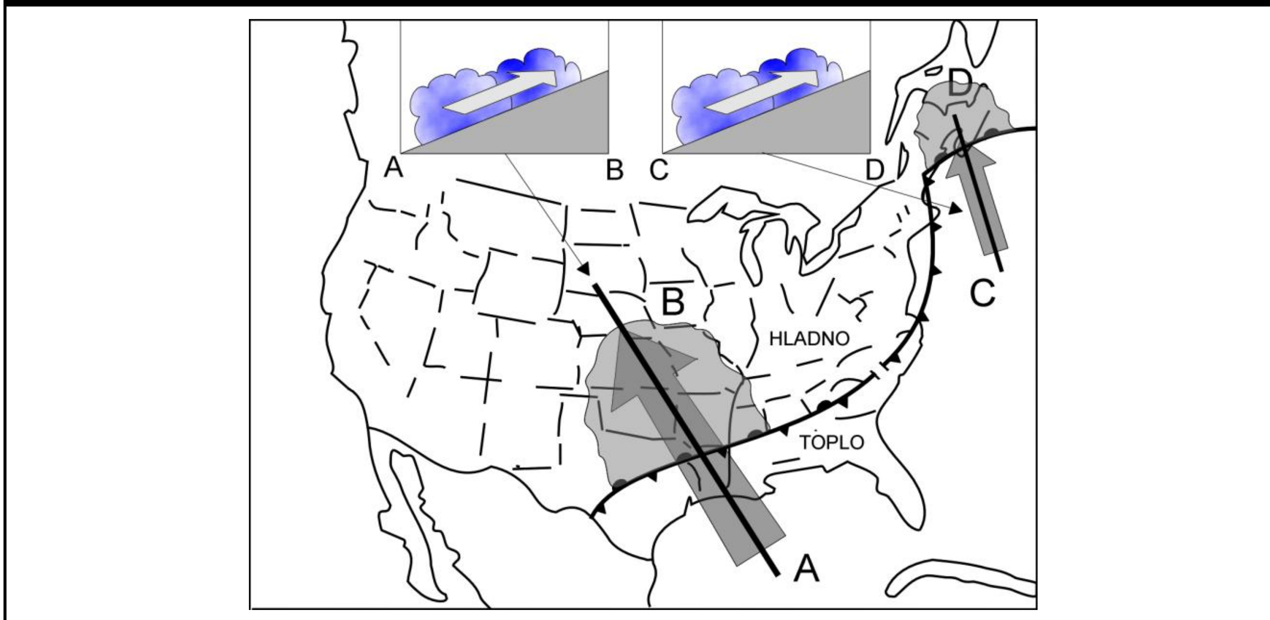
VREMENSKI SISTEMI

Frontalna magla i oblaci tipa Stratus razvijaju se pod identičnim vazduhoplovnim vremenskim sistemima velikih razmera. Najčešći slučajevi pojave magle i niskih oblaka javljaju se prilikom

- prolaska toplog fronta i
- kada topao i vlažan vazduh "pretrčava" stacionarni front.

Ovakve vremenske situacije se tipično pojavljuju tokom kasne jeseni, zime i ranog proleća. Oba slučaja imaju sličnu strukturu. Vazduh se iznad fronta podiže usponim podizanjem/klizanjem stvarajući oblake i padavine. Frontalna magla i niska oblačnost se razvijaju u hladnom vazduhu blizu tla. Na tim mestima je vrlo razvijena IMC. Setimo se iz prethodnih glava, da se u tim uslovima zaleđivanje i smicanje vetra, takođe, mogu pojaviti kao opasne pojave, Slika 14.6.

Slika 14.6



Vremenska karta daje oblasti padavina (zatamnjena oblast) nastalih usled "pretrčavanja" toplog zasićenog vazduha preko plitkog hladnog vazduha blizu tla, što se može videti na poprečnim presecima frontova. Niska oblačnost, magla i povremeno zaleđivanje pojavljuju se u širokim masama hladnog vazduha na hladnoj strani fronta.

Radijaciona magla zahteva vedro nebo, hladno tlo i slab vetar. Pošto se ovakvi uslovi najčešće mogu naći u oblastima visokog pritiska na kopnu tokom zime, možemo smatrati da su ovakve oblasti često pokrivene radijacionim maglama. Nije ništa neobično za maglu da se formira jednu ili dve noći nakon kiše nastale prolaskom fronta, pri čemu je važno postojanje vlažnog tla, kao izvora vlage. Od tog momenta nastupa u oblasti vedrog vremena visok pritisak, obezbeđujući slab vetar i dozvoljavajući noćno radijaciono hlađenje.

Kao što znamo, radijaciona magla se raspada posle izlaska Sunca, ali ne uvek. Na primer, pod uslovima slabog vetra i vlažnog tla, hladne planinske doline su pogodna mesta za stvaranje višednevne radijacione magle tokom zime, kada se hladan vazduh sliva na dno doline. Tada, ako dolina ne primi tokom dana dovoljno sunčevog zračenja, vrlo često ne dolazi do potpunog raspadanja magle. Ako pri tome vetar i stabilnost ostaju nepromenjeni, magla postaje gora tokom sledeće noći. Ovakve magle se često nazivaju **dolinske magle**.

Takođe, kao što znamo, advektivna magla se pojavljuje uvek kada topao i hladan vazduh prelazi hladnu podlogu. Za razliku od radijacione magle, koja se pojavljuje samo iznad kopna, advektivna magla može nastati ravnopravno, kako iznad kopna, tako i iznad mora. Generalno posmatrano, advektivnu maglu je teško povezati sa nekom posebnom cirkulacijom velikih razmera uz koju bi ona mogla biti više vezana, nego uz neke druge cirkulacije. Izuzetak bi jedino mogao da se ustanovi u slučaju doprinosa advektivnih efekata na stvaranje frontalne magle (magle padavina) ispred toplog fronta, (vidi Sliku 14.6).

OSTALI DELIĆI

U ostale deliće koji ponekad vrlo značajno doprinose stvaranju IMC spadaju povremeni činioci atmosfere, kao što su razni polutanti i delovi tla. Ovi delići, uglavnom samostalno, a ponekad udruženi i sa delićima vode, mogu stvoriti nekoliko karakterističnih atmosferskih fenomena.

DIM, MUTNOĆA I SMOG

Dim čine u vazduhu lebdeći delići produkata sagorevanja. Dim se često može identifikovati po crvenilu neba, prilikom izlaska i zalaska Sunca. Zatim, prisustvo dima daje nebu i narandžastu boju, kada se Sunce nalazi dobro iznad horizonta. Kretanjem dima preko velikih rastojanja (preko 50 km), dolazi do taloženja na tlo njegovih većih delića. Istovremeno, manji delići mogu lebdeti u atmosferi još izvesno vreme. Oni time stvaraju pojavu poznatu pod nazivom mutnoća, (vidi Glavu 6). U takvim slučajevima nebo poprima sivkasto-plavičastu boju.

Mutnoću mogu činiti, pored lebdećih ekstremno malih delića produkata sagorevanja, još i ekstremno mali delići suve materije potekli; od prašine podignute sa tla, soli i vulkanskih erupcija. Mutnoća čini da objekti u atmosferi posmatrani iz daljine poprime plavičastu boju. Istovremeno, osvetljeni objekti, kao što su Sunce ili udaljena svetla imaju prljavo žutu ili crvenkastu boju. Kada je Sunce iznad horizonta, mutnoća daje osunčanim predmetima posebne sive nijanse.

Dim i mutnoća dovode do smanjenja vidljivosti u atmosferi, pri čemu vidljivost opada:

- povaćanjem brzine uvođenja produkata sagorevanja u atmosferu,
- smanjenjem brzine rasturanja dima i
- približavanjem osmatrača izvoru dima.

Do rasturanja dima i mutnoće može doći, kako u vertikalnom, tako i u horizontalnom pravcu, ili u oba pravca istovremeno. U nestabilnoj atmosferi čvrste materije se kreću uspono, čime se pospešuje njihovo rasturanje. Na drugoj strani, u uslovima prizemnih inverzija, čvrste materije će biti efikasno zarobljene u donjim slojevima atmosfere. Time će vidljivost biti vrlo smanjena i ostaće uglavnom nepromenjena sve dok inverzija traje. U opisanim uslovima vrh sloja inverzije je jasno definisan postojanjem izrazito poboljšane vidljivosti u slojevima vazduha iznad sloja inverzije.

Vetar je glavni faktor koji utiče na horizontalno širenje i rasturanje dima i mutnoće. Tako, što je vetar jači vidljivost je bolja. Na primer, u uslovima slabog vetra u oblastima koje su udaljene mnogo kilometara niz vetar od izvora dima, horizontalna vidljivost može biti smanjena i do 2 km.

Očigledno je problem smanjenja vidljivosti zbog dima mnogo prisutniji u industrijskim i urbanim sredinama, nego što je to na drugim mestima. Međutim, ponekad se vrlo intenzivni izvori dima mogu nalaziti i izvan velikih industrijskih objekata ili naselja. Na primer, to se često događa u slučaju pojave velikih šumskih požara i/ili erupcija vulkana.

Vlažna mutnoća nastaje kada delići (suve) mutnoće narastu usled upijanja vodene pare iz vazduhu. To se obično dešava kada se relativna vlažnost poveća iznad 60 %. U takvim slučajevima dolazi do još većeg smanjenja vidljivosti. Ovakvi uslovi (fini delići mutnoće i visoka vlažnost) se često javljaju iznad okeana, gde postoji obilje vlage i delića soli. Vlažna mutnoća je često prisutna u jutarnjim satima, kada je temperatura niska i vlažnost visoka. Obrnuto, kada se u popodnevnim satima temperatura poveća a vlažnost smanji dolazi do povećanja vidljivosti.

Smog (kovanica od engleskih reči *SMoke* i *fOG*) nastaje mešanjem vodenih kapi i čvrstih delova materije, kada se dim i/ili mutnoća ubace u sloj inverzije u kome već postoji magla ili sumaglica. Ovakva pojava slično dimu i magli izaziva značajno smanjenje vidljivosti, naročito u urbanizovanim zonama. Takođe, smatra se da zagađenje dimom i/ili mutnoćom stvara u urbanizovanim i industrijskim zonama povećanu koncentraciju jezgara kondenzacije. Time se povećava učestalost, gustina i trajanje magle, niskih oblaka pa i smoga.

PRAŠINA I PESAK

Prašinu čine u vazduhu lebdeći fini delići tla. **Pesak**, takođe, čine lebdeći delići tla, ali nešto većih dimenzija. Primer lebdećeg krećućeg peska vrlo jasno izdvojene granice (**peščani zig**) može se videti na Slici 14.7.

Slika 14.7



Peščani zid visok oko 10 000 ft *posmatran iz aviona, (prema: Međunarodnom atlasu oblaka, 1959.).*

Izvori prešine i peska mogu se nalaziti veoma daleko od mesta osmatranja. Zbog vrlo sličnih dimenzija delića koje čine prašinu i mutnoću, nije neobično da se vrlo često ne pravi razlika u izveštavanju između ove dve pojave. Prašina daje tamnu ili sivu nijansu udaljenim predmetima. Sunčani disk posmatran kroz prašinu dobija mutno žute nijanse.

Podizanjem prašine i/ili peska, usled postojanja turbulencije u prizemlju, mogu nastati poremećaji u vidljivosti. Zbog prisustva prašine i/ili peska u atmosferi razlikujemo:

- **slabu prašinsku/peščanu nepogodu** koja se dešava kada je horizontalna vidljivost manja od 10 km,
- **umerenu prašinsku/peščanu nepogodu** gde je horizontalna vidljivost manja od 1 km, dok je
- **jaka prašinska/peščana nepogoda** situacija kada je horizontalna vidljivosti manje od 500 m.

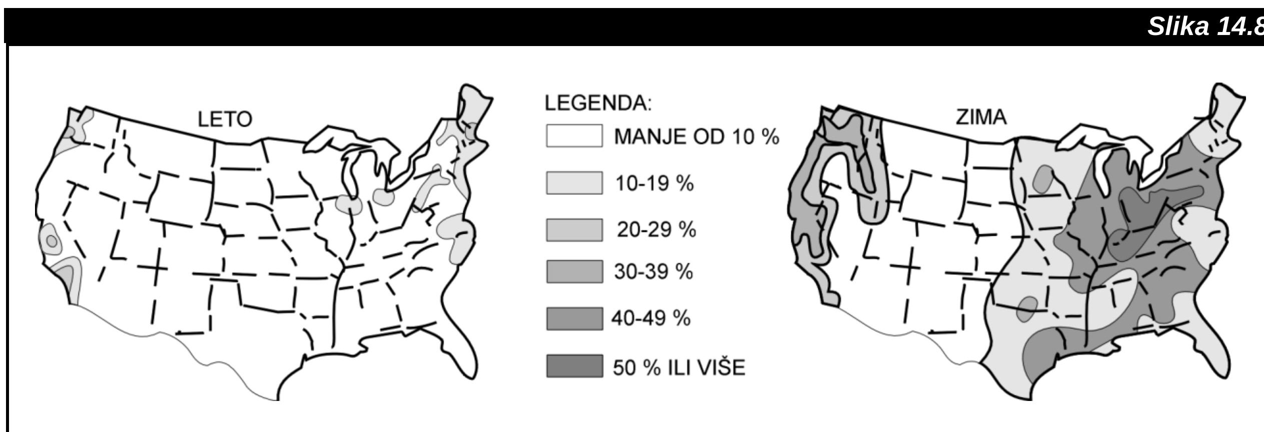
Za atmosferu su moćni izvori prašine i peska ogolela, suva i rastresita tla, kao što su oblasti velikih pustinja. Podignuti delići prašine i peska, dospevši turbulencijom i konvekcijom u vrlo visoke slojeve atmosfere, mogu vetrovima na visini biti transportovani na velike udaljenosti. Tom prilikom, poslednji ostaci ovih delića dospevaju na tlo pomešani sa raznim padavinskim delićima. Na primer, ponekad se u nekim regionima Evrope mogu osmotriti kišne kapi crvenkaste boje (**crvena kiša**). Ustanovljeno je da crvena boja potiče od prašinskih i/ili peščanih delića dospelih iz Sahare. Na svom putu do Evrope, ovi delići su se na većim visinama pomešali sa oblačnim kapima i tako dospeli na tlo.

KLIMATOLOGIJA

Ograničenja oblačnosti i vidljivosti mogu se pojaviti bilo gde. Međutim, učestalost njihovog pojavljivanja na nekom mestu je često sezonski određena. Na primer, IFR ograničenja vidljivosti u procentima vremena trajanja ograničenja preko leta i zime data su za SAD na Slici 14.8.

Vidimo da su u nekim oblastima mnogo prisutnija IFR ograničenja tokom zime, nego tokom leta. Objašnjenje leži u činjenici da je zimi u kontinentalnim oblastima povećan broj čestina pojave ciklona u odnosu na leto, upravo na mestima gde su prisutna IFR ograničenja. Na drugoj strani, obalsko povećanje čestina IFR ograničenja tokom zime, može se objasniti češćom pojavom magle na obali zimi, nego tokom leta. Slične, ali mnogo finije, analize učestalosti pojave IFR ograničenja se obavezno prave u slučajevima izgradnje aerodroma, radi uvida u efikasnost korišćenja njegovih kapaciteta tokom raznih sezona.

Slika 14.8



IFR *ograničenja vidljivosti u procentima vremena trajanja ograničenja tokom leta i zime. Tako, što je oblast tamnija, ograničenje vidljivosti je veće. Na primer, u neobojenim oblastima vreme u kome je vidljivost ispod minimalne vrednosti iznosi samo* 10 % *ukupnog vremena ili primenjeno na konkretan primer glasi: u toku nekog prosečnog dana vidljivost je ispod minimalne vrednosti manje od* 2.4 *sata dnevno.*

Sažetak

IMC se dešava zbog niske oblačnosti, magle, sumaglice, mutnoće i drugih pojava, koje stvaraju u atmosferi delići materije dospeli iz prirodnih i antropogenih izvora. Navedeni uslovi su često povezani sa prisustvom odgovarajućih cirkulacionih sistema velikih razmera. Mada se prizemna osmatranja oblačnosti i vidljivosti prave na bazi posebnih definicija ovih veličina, njihovo merenje je često samo približno. Štaviše, samo prizemna osmatranja daju malo informacija u odnosu na pune potrebe letačkih operacija.

Mada ima mnogo mana, sistem postojećih vremenskih osmatranja je jedini koji postoji. Mudri pilot mora da poznaje IMC pravila i propise, tehnički jezik osmatranja i sva ograničenja ovakvih osmatranja. Na kraju, kada postoji neizvesnost uslova, iskusan pilot pristupa konzervativnom prilazu u donošenji i/ili ne donošenju odluka u pripremi leta i/ili tokom leta. Tom prilikom setimo se saveta iskusnih pilota, "*u onom oblaku može biti stena*".

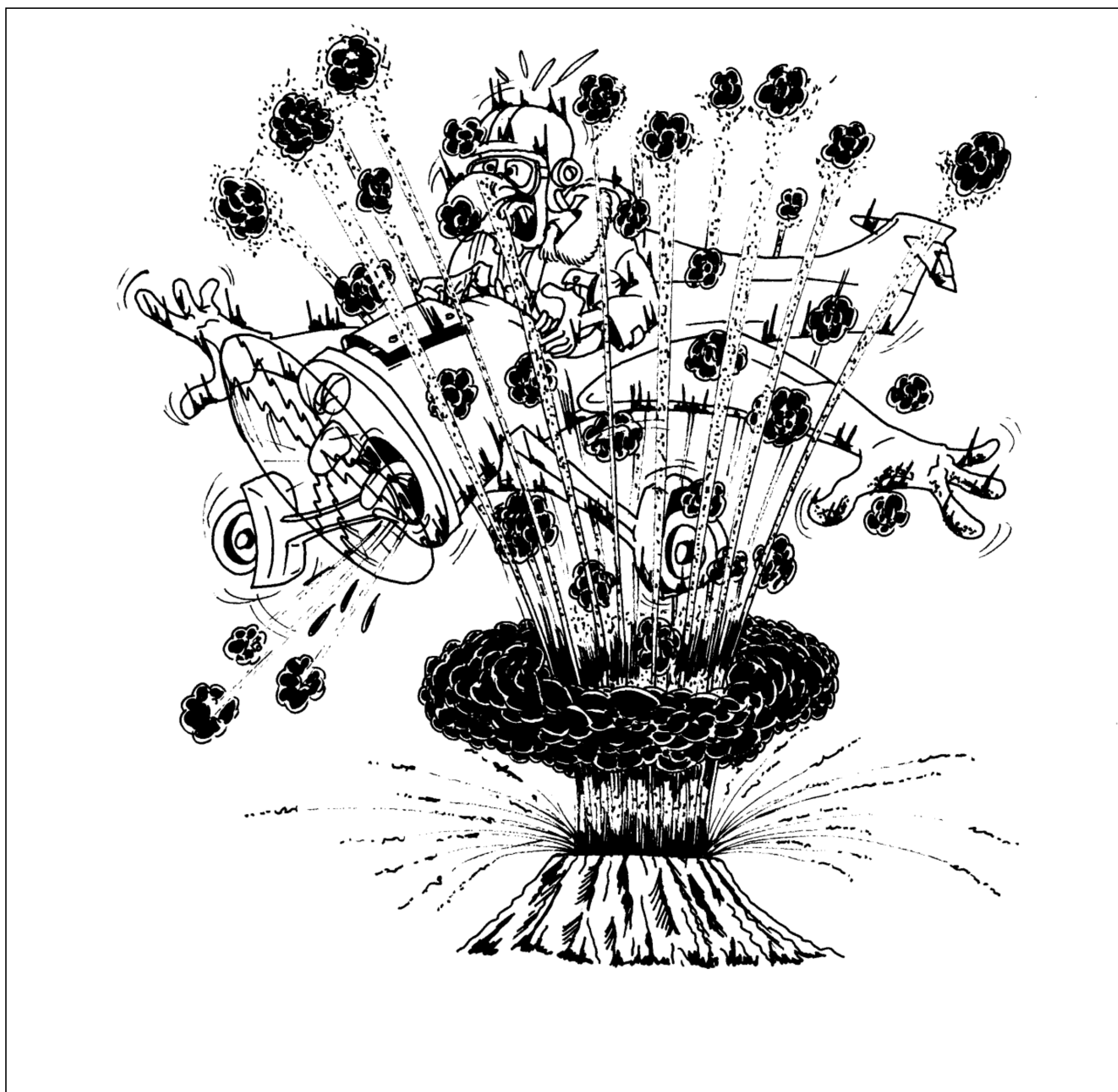
GLAVA 15

OSTALE OPASNE POJAVE

Uvod

Postoje brojne opasne vremenske pojave po vazduhoplovstvo, a da se ne mogu svrstati u bilo koju kategoriju ovih pojava datih u prethodne četiri glave. Svrha ove glave jeste da opiše ove pojave i istraži njihove uzroke i efekte. Informacije o njima su prikazane tako da mogu da pomognu u predviđanju njihovog pojavljivanja, a radi izbegavanja njihovih štetnih posledica.

Po završetku ove glave, znaćemo kako da se odbranimo od štetnih uticaja atmosferskog elektriciteta, stratosferskog ozona i vulkanskog pepela. Razumećemo nastanak i efekte koje produkuju fenomeni, kao što su; tragovi kondenzacije, belo slepilo, plavetnilo neba, večernje crvenilo neba, duga, halo, venac, glorija, irizacija, polarna svetlost, fata morgana i sedefasti oblaci.



Odeljak A

ATMOSFERSKI ELEKTRICITET

Posebnu pažnju pilota privlače dva oblika atmosferskog elekticiteta. To su grmljavina i statički elektricitet.

GRMLJAVINA

Pod **grmljavinom** se podrazumevaju svi oblici vidljivih elektičnih pražnjenja izazvanih grmljavinskom nepogodom. Podsetimo se (vidi Glavu 9), grmljavina se manifestuje bleskom svetlosti ili sevanjem (munja) i oštrim kotrljajućim zvukom ili grmljenjem. Električna pražnjenja nastaju spajanjem prethodno razdvojenog elektriciteta, do čega najčešće dolazi usled aktivnosti u i oko grmljavinskih nepogoda, odnosno oblaka tipa Cumulonimbus. Zbog toga je grmljavina najčešće i povezana za grmljavinske nepogode. Takođe, grmljavine su ponekad bile osmotrene i tokom vulkanskih erupcija.

Grmljavina može postojati između oblaka i tla, unutar i/ili između oblaka, a ponekad i zmeđu oblaka i čistog vazduha, Slika 15.1. Od svih navedenih kombinacija, grmljavinski udar između oblaka i tla je najdramatičnija manifestacija ovog fenomena, iako je to samo deo ukupnog pražnjenja.

GRMLJAVINSKI EFEKTI

Grmljavinski udar rezultira različitim nepovoljnim efektima za vazduhoplov. Mnogi od ovih efekata su minorni. Međutim, u nekim slučajevima šteta koju oni naprave može biti dovoljno jaka da rezultira i nesreću.

Šteta na konstrukciji vazduhoplova je obično ograničena na stvaranje malih otvora u trupu. Pored toga, vrhovi krila, motori i drugi uređaji koji vire iz vazduhoplova su posebno izloženi grmljavinskim udarima. Međutim, posebni problemi se stvaraju na ispupčenim delovima vazduhoplova. Na primer, tu spada krivljenje i/ili sagorevanje antena uz prateće štete na ostalim komunikacionim i navigacionim uređajima. Takođe, oštećenja na pito cevi nisu retka, čime se stvaraju greške u očitavanju vrednosti brzine i visine vazduhoplova.

Slika 15.1



Grmljavinsko pražnjenje, (prema: Lester F. P., 1995.).

Grmljavina ne čini samo odmah vidljive štete. Na primer, ona može stvoriti značajne smetnje u električnim sistemima. Električni motori (npr. *wing-folding*) su znali da deluju stihijski posle grmljavinskog udara. Povećano poverenje u digitalne elektronske sisteme za upravljanje i kontrolu letenja, koji su savremene zamene za prvobitno korišćene analogne elektronske i/ili mehaničke sisteme, mogu stvoriti veću ranjivost vazduhoplova na grmljavine. To je zato, jer su digitalni sistemi mnogo osetljiviji na atmosferska pražnjenja od analognih i/ili mehaničkih sistema. U ovakvim prilikama se usled uticaja električne indukcije nastale elektičnim pražnjenjem iz grmljavinske nepogode mogu stvoriti pogrešni/stihijski elektični signali u sistemima za upravljanje i kontrolu vazduhoplovom. Pod uticajem ovakvih grešaka mogu biti merni instrumenti, sva vazduhoplovna elektronika, radar i navigacioni uređaji. *Zbog svega navedenog, trebalo bi uvek posle grmljavinskog udara proveriti najvažniju opremu.*

Potencijalno, jedan od najozbiljnijih efekata grmljavinskog udara odnosi se na mogućnost paljenja para goriva u rezervoaru. Mađutim, uopšte posmatrano, zabeležen je vrlo mali broj ovakvih slučajeva u prošlosti. Ako se tome dodaju i velika unapređenja u izradi rezervoara za gorivo učinjena poslednjih decenija, može se smatrati da je verovatnoća ovakvih događaja vrlo mala, ali treda znati da je uvek prisutna.

Pored oštećenja na vazduhoplovu, grmljavinski udar može imati i loše fiziološko dejstvo. Ono proizilazi iz neobično jakog osvetljavanja neba tokom sevanja. Time grmljavina može izazvati privremeno slepilo kod pilota i ostalih članova posade vazduhoplova. Na primer, prilikom letenja blizu grmljavinske nepogode, izbegavanje direktnog gledanja u nepogodu smanjuje opasnost od privremenog slepila. Takođe, dobro osvetljena kabina, čak i u toku obdaničnih sati, smanjuje efekte privremenog slepila.

Tokom letenja vazduhoplova u okolini grmljavinske nepogode, vreme trajanja opasnost od pojave grmljavine je najduže u blizini nakovnja. Tamo se grmljavinski udari mogu dogoditi čak i u stadijumu disipacije grmljavinske nepogode. Na drugoj strani, učestalost grmljavinskih udara je najveća u nižim delovima troposfere. *Smanjenje šanse za susret sa grmljavinskim udarom može se ostvariti, ako se let ne obavlja;*

- *unutar sloja atmosfere koji se nalazi* 5 000 ft *ispod, odnosno, iznad nivoa zaleđivanja, ili*
- *u sloju atmosfere koji se nalazi u intervalu* ± 8 °C *oko nivoa zaleđivanja.*

Tokom leta u grmljavinskom okruženju od pilota se pre svega zahteva opreznost, upravo zato, jer su šanse za katastrofalan grmljavinski udar male, što ne znači da je i problem zanemarljiv. Ukupna opasnost za vazduhoplov može biti povećana, ukoliko se grmljavinski udar pojavi u kombinaciji sa nekom drugom opasnom vremenskom pojavom, kao što su turbulencija i/ili zaleđivanje. Tada, najmanji gubitak kontrole nad vazduhoplovom izazvan grmljavinskim udarom može biti katastrofalan. *Na osnovu svega iznetog, jasno je da izbegavanje susreta sa grmljavinom i/ili grmljavinskom nepogodom sigurno predstavlja najbolju meru zaštite.*

STATIČKI ELEKTRICITET

Kada vazduhoplov leti kroz oblak, a specijalno kroz grmljavinsku nepogodu, udarci delića padavina, prašine ili peska mogu dovesti do nagomilavanja elektriciteta na spoljnoj strani vazduhoplova. Ovako formiran elekticitet se naziva **statički elekticitet**. On se manifestuje kao povremeno varničenje između vazduhoplova i okoline nastalo usled pražnjenja dovoljne količine nagomilanog elekticiteta. Statički elekticitet ima za posledicu stvaranje niskofrekventnih radio šumova/smetnji. Oni mogu biti posebno dosadni u frekventnom opsegu od 200 kHz do 400 kHz. Takođe, ovi šumovi se mogu čuti i u VHF (*Very High Frequency*) opsegu, mada efekti nisu ni približno tako loši kao u HF (*High Frequency*) opsegu. Manje često se događa pražnjenje u obliku prstena, poznato pod nazivom **vatra Sv. Elma**. Ovo pražnjenje se pojavljuje kao čupav prsten oko isturenih oštrica ili drugih tačaka na konstrukciji vazduhoplova i oko vetrobrana.

Odeljak B

STRATOSFERSKI OZON

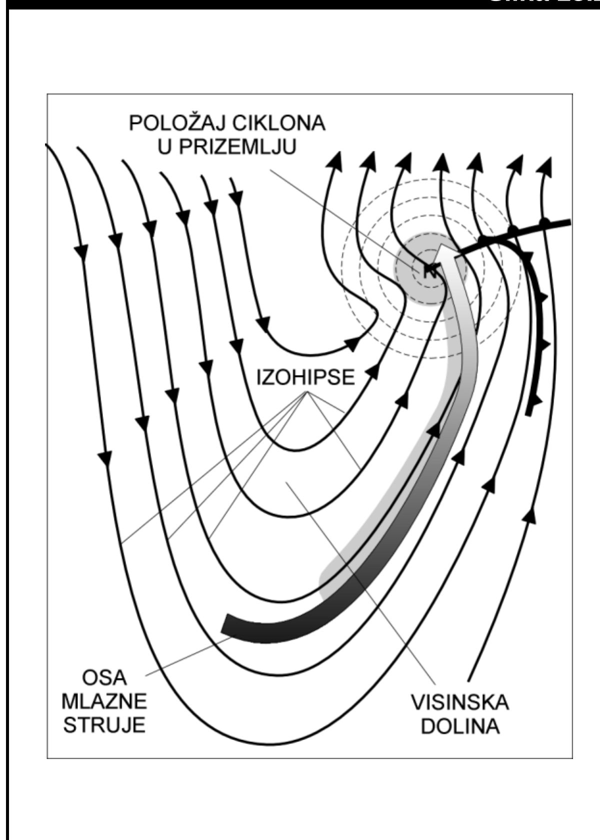
U Glavi 1 (vidi Sliku 1.8) je ozonski sloj u nižoj stratosferi označen kao šiljasta karakteristika krive, dok čitava kriva pokazuje raspodelu ozona kroz celu atmosferu. **Ozon**, sa stanovišta živog sveta, a čoveka posebno, ima svoje dobre i loše strane. Dobra strana mu je što apsorbuje ultraljubičasto zračenje Sunca. Ono je štetno za čoveka i većinu biljnih i životinjskih vrsta. Na drugoj strani, njegovo prisustvo u neposrednoj okolini gde se nalazi živi svet nije dobro, zbog njegove toksičnosti. Ozon u dovoljno velikim koncentracijama iritira oči i odaje oštar miris čime može stvoriti poteškoće u disanju kod ljudi i složenijih životinja. Ovi problemi su dobro poznati u gusto naseljenim visoko urbanizovanim oblastima. U njima obilna sunčeva radijacija i oksidi natrijuma nastali sagorevanjem naftnih goriva stvaraju toksične supstance u kojima je ozon primarna komponenta. Ovaj fenomen je poznat pod nazivom **fotohemijski smog**.

Visoke koncentracije ozona u nižoj atmosferi obično se javljaju u popodnevnim satima. Ako se podigne stabilan sloj zarobljenog zagađenja, ozonska koncentracija teži da bude relativno velika i stalna, upravo ispod sloja inverzije. U slučaju vedrog sunčanog neba ovaj sloj potencijalno visoke koncentracije ozona može se prepoznati kao vrh sloja mutnoće.

Prirodnim putem stvoreni ozon iz stratosfere može stvoriti opasnost za letenje u gornjoj troposferi. Njegovo dejstvo može biti dvojako.

1. Jednostavno vazduhoplov može biti u stratosferi i/ili tropopauzi i/ili visokoj troposferi na visini gde se nalazi i sloj ozona maksimalne koncetracije. Na primer, supersonični transportni avioni i neki vojni vazduhoplovi redovno dostižu takve visine.
2. Posada vazduhoplova i putnici se mogu izložiti uticaju ozona kada postoji atmosferska cirkulacija koja donosi stratosferski vazduh iz slojeva velikih koncetracija ozona u slojeve blizu tropopauze (ispod nje) na kojima vazduhoplov leti. Ovakvi procesi se odvijaju blizu mlazne struje, specijalno u oblastima gde se razvijaju i borave jaki vantropski cikloni. Na takvim mestima je tipična visina tropopauze niža nego izvan ciklona. Time je omogućeno približavanje stratosferskih slojeva bogatih ozonom normalnim (srednjim) visinama tropopauze. Tako se uvećava mogućnost da ozon dođe u blizinu tropopauze. Takođe, na ovim mestima dolazi i do "uštrcavanja" stratosferskog vazduha u gornju troposferu sleve strane ose mlazne struje, ili kao što je to prikazano na Slici 15.2.

Slika 15.2



Ozonom bogat stratosferski vazduh (zatamnjena oblast) se donosi u više slojeve troposfere preko oblasti niskog pritiska duž leve strane jake mlazne struje.

Kada se ovi procesi događaju u višim geografskim širinama veća je verovatnoća da se ozon visoke koncentracije doprema na linije krstarenja vazduhoplova. Ovo se objašnjava činjenicom da se srednja visina tropopauze smanjuje idući prema polovima. *Ako se proceni da se slojevi sa visokom koncetracijom ozona nalaze na linijama krstarenja, trebalo bi na njima ograničiti letenje samo ispod kritičnih slojeva.*

Ne postoji dilema da li se izloženost povećanoj koncentraciji ozona na putnike ili posadu povremeno dešava na maksimalnim visinama leta. Neizvesna je jedino količina i uticaj ovakve izloženosti. Prema postojećim merenjima pravljenim u slobodnoj atmosferi i na mnogim vazduhoplovima, izloženost ozonu u nekom datom slučaju može se samo grubo proceniti. Izgleda da se problem uticaja ozona na posadu i putnike ne može sasvim izbeći. Međutim, pažljivim dizajniranjem ventilacionih sistema na vazduhoplovu, poznavanjem meteoroloških uslova i primenom dobrih letačkih procedura mogu se znatno smanjiti i/ili minimizirati potencijalni problemi ove vrste.

Odeljak C

VULKANSKI PEPEO

Vulkani predstavljaju važan faktor života na Zemlji. Oni su tesno povezani sa pojavama, kao što su zemljotresi, eksplozivne vulkanske erupcije, vulkanski pepeo i potoci lave. Sve ove pojave stvaraju spektakularne i vrlo često katastrofalne uticaje na okolinu, kako na površini Zemlje, tako i u atmosferi, Slika 15.3.

Slika 15.3



Erupcija vulkana na planini Sv. Helena u državi Vašington u SAD u maju 1980. godine, (prema: Lester F. P., 1995.).

Vulkanski pepeo čine razni vulkanski materijali, kao što su gasovi, prašina i pepeo od vulkanske erupcije. Ovi vulkanski materijali se mogu rasprostirati široko oko Zemlje i ostati u atmosferi mesecima ili duže kao **oblak vulkanskog pepela**. Vulkanski pepeo ima važan uticaj na količinu solarne radijacije koju primi površina Zemlje, pa se zbog toga smatra značajnim uzročnikom vremenskih i klimatskih promena.

OPASNOST

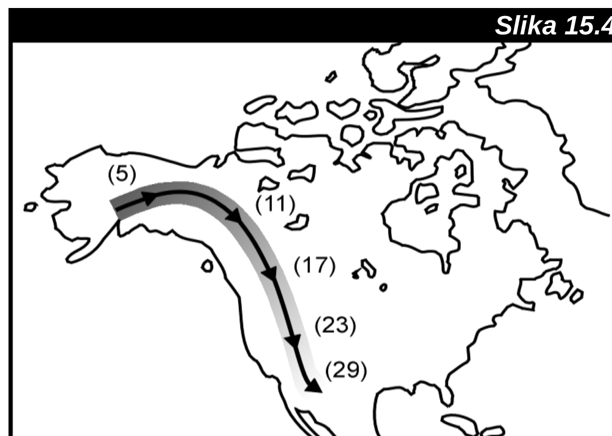
Glavni značaj oblaka vulkanskog pepela u vazduhoplovstvu se ogleda u njegovoj moći da prekine skoro svaku letačku aktivnosti. Oblak vulkanskog pepela nije moguće uvek sasvim lako razlikovati od običnog oblaka sastavljenog od tečne vode i/ili kristala leda. Međutim, ulaskom u oblak vulkanskog pepela razlika postaje jasna. Prašina i dim mogu ulaziti u kabinu, često stvarajući miris sličan elektičnoj paljevini. Kao vidljiv pokazatelj prisustva delića pepela obavezno se pojavljuju elektična pražnjenja u obliku vatre Sv. Elma oko vetrobrana i jasan narandžasti žar oko vazdušnih uvodnika na mlaznim motorima. Zato što su delići pepela visoko abrazivni, njihovi udarci mogu dosta da oštete stakla na letilici, a reflektori za sletanje mogu postati neupotrebljivi. U zavisnosti od stvarnih uslova, efekti mogu biti i gori. Na primer, komandne površine vazduhoplova mogu biti oštećene, a pito-statički i ventilacioni sistemi mogu postati zapušeni, uzrokujući loš rad instrumenata. Usisavanje vulkanskog pepela u motor oštećuje mlazne motore, jer uzrokuje smanjenje "pumpanja" kompresora. Takođe, usisavanje pepela može stvariti od izduvne cevi plameni gorionik.

PONAŠANJE

Oblak vulkanskog pepela je velika opasnost u blizini vulkana u trenutku kada se dešava erupcija, jer su tada delići pepela najveći. Na rastojanjima od 50 km ili manjim od mesta erupcije, uvek je moguća identifikacija pepela NEXRAD (vidi Glavu 9, Odeljak C) sistemom ili sličnom radarskom instalacijom. Na drugoj strani, zavisno od veličine oblaka vulkanskog pepela, radarsko mesto smešteno na udaljenosti i od 650 km od mesta erupcije može biti pogodno da detektuje ovakav oblak. Međutim, prisustvo oblaka vode može stvoroti masku, odnosno smetnju, dobroj identifikaciji oblaka pepela.

Efekti oblaka vulkanskog pepela na letačke aktivnosti nisu ograničene samo na oblasti u kojima postoje najveći oblačni delići. Oblak vulkanskog pepela može da se proširi na velike visine i preko ogromnih horizontalnih prostranstava. Kada se vulkanski materijal ubaci u stabilne slojeve stratosfere počinje da pada kao sneg. Vulkanski gasovi i manji delići pepela se raširе po okolini nošeni vetrovima. Na primer, kada je brzina vetra 25 kt, tipični oblak pepela širi se niz vetar oko 1 000 km na dan. Ako je oblak blizu mlazne struje, njegovo kretanje je mnogo brže. Jedan slučaj pojave oblaka vulkanskog pepela udruženog sa mlaznom strujom prikazan je na Slici 15.4.

Slika 15.4



Procenjena trajektorija (strelice) oblaka vulkanskog pepela od planine Redoubt na Aljasci. Položaj oblaka je dat u satima posle erupcije pomoću brojeva u zagradama. Oblak je prošao preko svih glavnih linija krstarenja iznad zapadnih delova Severne Amerike za manje od 30 sati.

Najbolja zaštita od oblaka vulkanskog pepela je izbegavanje susreta s njim. To je posebno važno u prvih nekoliko sati njegovog postojanja. Međutim, ukoliko se bliski susret sa vulkanskim pepelom mora dogoditi, treba učiniti napor da se vazduhoplov dovede na stranu koja je uz vetar u odnosu na vulkan. *Treba zapamtiti da pilot ne treba ni da pokušava proletanje kroz oblak vulkanskog pepela, pa čak ni da ulaze u njega.*

Odeljak D

TRAGOVI KONDENZACIJE

Tragovi kondenzacije su oblaku slične pojave u formi traka koje često nastaju iza vazduhoplova u letu po čistom (vedrom), hladnom i vlažnom vazduhu. Ove pojave se često razvijaju u gornjoj troposferi. Međutim, tragovi kondenzacije se mogu pojaviti i na bilo kojoj visini u zavisnosti od odnosa temperature vazduha, njegove vlažnosti i/ili tipa vazduhoplova. Opasnost od tragova kondenzacije ogleda se u iznenadnom razvoju oblačnog pokrivača i stvaranju smanjene vidljivosti na nivou leta gde neposredno pre toga nije postojala oblačnost, odnosno, smanjena vidljivost, Slika 15.5.

Slika 15.5



Tragovi kondenzacije iza vazduhoplova na visinama gde je vazduh hladan i vlažan. Oni u nekim slučajevima formiraju širok sloj oblačnog pokrivača, (prema: Lester F. P., 1995.).

Postoje aerodinamični ili krilni, izduvni i disipativni tragovi kondenzacije.

1. **Aerodinamični/krilni tragovi kondenzacije** se formiraju kada dolazi do smanjenja pritiska vazduha oko elisa, krila i drugih delova vazduhoplova. Tada se vazduh adijabatskim hlađenjem dovodi u stanje zasićenosti. Ovakvi tragovi kondenzacije su obično vrlo tanki i kratko traju. Oni su često vidljivi kao vrtlozi iza vrhova krila vrlo opterećenih teških aviona tokom njihovog poletanja i sletanja po umereno vlažnom vremenu. Povremeno, mali i brzi avioni obavljajući akrobatske manevre stvaraju jaka opterećenja na krilima, zbog čega proizvode na vrhovima krila oblake jasno spiralnog oblika.
2. **Izduvni tragova kondenzacije** se formiraju kada se topli i vlažni izduvni gasovi iz avionskih motora rashlađuju mešanjem sa hladnim okolnim vazduhom. Kritičan uslov za ovaj tip tragova kondenzacije je niska temperatura i odgovarajuća visina. Na primer, temperatura sloja atmosfere u kome se stvaraju tragovi kondenzacije mora biti između –45 °C i –65 °C na visinama između 29 000 ft i 39 000 ft.

   Izduvni tragovi kondenzacije su mnogo bolje građe i imaju duži vek trajanja od aerodinamičnih tragova kondenzacije. To je posebno slučaj ako se trag formira u vrlo hladnom vazduhu koji je blizu zasićenja. U stvari, nije ništa neobično da se izduvni tragovi kondenzacije formiraju na istom nivou sa pramenovima oblaka tipa Cirrus.
3. **Disipativni tragovi kondenzacije** su tanke linije čistog neba koje se pojavljuju iza vazduhoplova dok leti blizu vrhova, ili upravo unutar, tankog sloja oblaka. U takvim slučajevima toplota iz izduvne cevi vazduhoplova i/ili mešanje suvog vazduha u oblačnom sloju, zbog delovanja donje brišuće struje, dovodi do disipacije oblaka na putanji vazduhoplova. Ovakvi fenomeni su ređi od izduvnih tragova kondenzacije.

Posmatrano sa tla glavni nepovoljan uticaj aerodinamičnih i izduvnih tragova kondenzacije na vazduhoplovno vreme je u povremenom pretvaranju vedrog (čistog) neba u oblačno nebo. Ustanovljeno je da nebo može zadržati nekoliko časova značajnu prekrivenost oblacima tipa Cirrus i/ili Cirrostratus i/ili Cirrocumulus nastalih širenjem mnoštva dugačkih tragova kondenzacije.

Sprečavanje formiranja tragova kondenzacije može se obezbediti letenjem kroz suvlje i/ili toplije slojeve. Na primer, da bi se to postiglo često je dovoljno leteti izvan dobro definisanih slojeva visokih oblaka. Na drugoj strani, ista se stvar može učiniti i napuštanjem troposfere i letenjem kroz stratosferu.

Povremeno tragovi kondenzacije bacaju jasnu tamnu senku na uravnate slojeve oblaka tipa Cirrostratus na nižim visinama. Gledano sa tla, ovakvi fenomeni se pogrešno interpretiraju kao disipativni tragovi kondenzacije.

Odeljak E

OSTALE OPASNOSTI I FENOMENI

U prethodnim glavama Dela III bile su uvedene opasne vremenske pojave vrlo značajnog uticaja na delove i/ili celine letačkih operacija. Pored njih, postoje i druge opasne vremenske pojave. Mnoge od njih su unikatno povezane samo za određene geografske oblasti, pa se zbog toga ovde o njima vrlo teško može diskutovati. Međutim, na daljim stranama ove knjige biće kratko opisani još neki potencijalni problemi, koji nisu mogli biti razvrstati u postojeću podelu opasnih pojava. Takođe, na kraju će biti opisani i neki atmosferski fenomeni za koje ne bismo mogli neposredno da vežemo bilo kakvu opasnost, ali je njihovo poznavanje neizostavni deo obrazovanja svakog pilota.

BELO SLEPILO

U snegom prekrivenim regionima, najčešće smeštenim u višim geografskim širinama, mogu postojati posebni problemi u raspoznavanju objekata. Na primer, tokom dana odbijenja svetlost od snegom prekrivenih površina smanjuje kontraste na tlu otežavajući identifikaciji objekata. Pojava koja se odnosi na sličan, ali mnogo ozbiljniji problem naziva se **belo slepilo**. Ono se javlja kada sunčevi zraci padaju na podlogu pod malim uglom u prisustvu oblačnih slojeva, zbog čega se potpuno izgubi dubinska percepcija. Tada se difuzno odbijena sunčeva svetlost od oblaka dospevši na snegom prekrivenu podlogu ponovo difuzno odbija. Ovako, višestruko odbijana svetlost od podloge i oblaka dovodi do eliminacije svih senki. Pod nastalim uslovima linija horizonta se ne može identifikovati, što može stvoriti prostornu dezorjentaciju.

INVERZIJA U PLITKIM SLOJEVIMA

Jake inverzije u plitkim slojevima su zajednička osobina regiona pokrivenih snegom tokom zime. Slučajevi u kojima se ovi fenomeni jače i češće pojavljivuju nalaze se u oblasti Artika i Antartika. Ukoliko se vazduhoplov penje kroz sloj plitke inverzije dolazi do smanjenja njegovih penjućih performansi na vrhu sloja inverzije, zbog pojave viših temperatura.

USLOVI NA PISTI

Zajednička opasnost za sve vazduhoplove, koja nije ograničena samo na polarne predele, spada i smanjenje sposobnosti kočenja vazduhoplovom. To se pojavljuje u situacijama gde je smanjena sila trenja između guma na točkovima i podloge. Do ovog smanjenja dolazi prilikom poletanja i sletanja na pistama prekrivenim ledom, **snežnom lapavicom** (žitka smesa snega i vode) ili vodom. Takođe, akcija kočenja može biti ozbiljno ugrožena i ako je pista prekrivena vulkanskim pepelom, koji se kasnije navlaži. U navedenim situacijama tanak sloj vode razdvaja gume na točkovima od površine piste, čime se smanjuju efekti kočenja. Tada se javlja tzv. **hidroplaniranje** ili klizanje točkova po tankom sloju vode. Na primer, ovakve uslove stvaraju i jaka kiša i/ili sporo slivanje vode sa piste. Upravo ova opasnosti je još jedan od mnogih razloga zašto sletanje u susret donjem izlivu i/ili mikroizlivu nije preporučljivo.

OSTALI FENOMENI

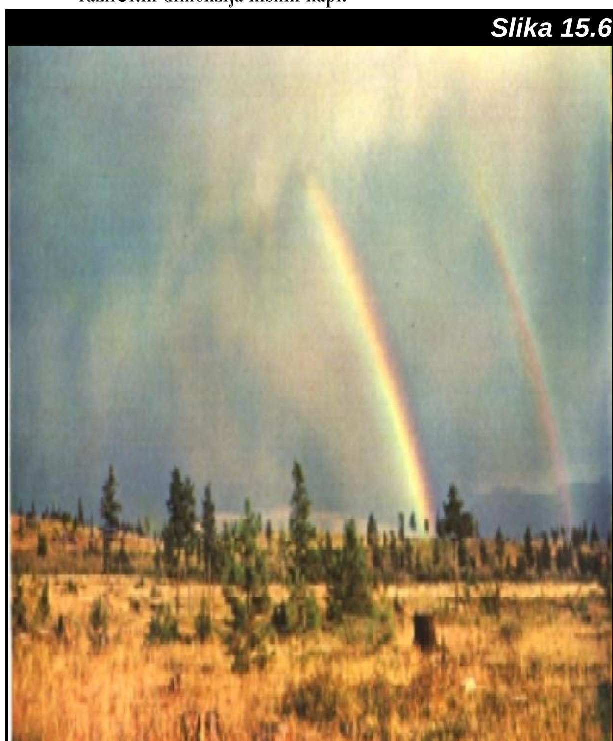
Na kraju, potrebno je opisati još nekoliko fenomena. Za njih se ne može reći da direktno ugrožavaju bilo koju letačku proceduru, pa se u tom kontekstu ne mogu svrstati u posebno opasne vremenske pojave. Međutim, pošto su to veoma osobene pojave, skoro uvek ili često prisutne u atmosferi, zaslužuju da im se obrati malo pažnje.

1. **Plavetnilo neba** se zapaža do visine od oko 200 000 ft. Ono je izazvano rasipanjem ili difuzijom sunčeve svetlosti u atmosferi na molekulima vazduha. Pošto je ustanovljeno da je najjača difuzija svetlosti malih talasnih dužina, tj. ljubičastih i plavih komponenti (vidi Glavu 2, Odeljak A), nebo nam se pokazuje u plavoj boji. U vezi prethodnog treba zapamtiti, da je vazduh providno telo i da sam po sebi nije plave boje.

   Delići zamućenosti, koji sve češće postoje u atmosferi, ponekad narušavaju prethodno opisana pravila difuznog odbijanja. Na primer, ako su delići zamućenosti takvih dimenzija da favorizuju rasipanje ljubičastih i/ili crvenih talasnih komponenti, nebo može poprimiti i ove boje (vidi Glava 14, Obeljak B). Međutin, vrlo često su delići zamućenosti mnogo većih dimenzija od molekula vazduha, pa se zbog toga od njih odbijaju podjednako svi zraci, a nebo poprima beličastu boju. Tako, nebo je često tim beličastije, što je zamućenost veća.

2. **Večernje crvenilo neba** se pojavljuje kada je Sunce blizu horizonta. Ono je izazvano apsorpcionim slabljenjem svetlosnih zraka na molekulima vazduha malih talasnih dužina, koje je tim jače, što je njihov put kroz atmosferu duži. Svetlost ima najdužu putanju upravo u trenucima dok je Sunce blizu i/ili na horizontu. Zato se dešava da se skoro potpuno izgube zraci malih talasnih dužina, tj. ljubičasti i plavi (vidi Glavu 2, Odeljak A). Tako, Sunce, Mesec, nebo i oblaci poprimaju narandžastu i/ili crvenu boju.
3. **Duga** je optička pojava koja je uglavnom posledica prelamanja (refrakcije) svetlosti na površini kišnih kapi i odbijanja tako razložene svetlosti od istih tih kapi, ali sa njihove unutrašnje strane. Svetlosni zraci se na kišnim kapima prelamaju pod različitim uglovima u zavisnost od njihove talasne dužine. Zbog toga duga omogućava posmatraču da vidi svetlosne komponente, odnosno boje, (vidi Glavu 2, Odeljak A). Duga se uvek javlja na suprotnoj strani od Sunca na mestima gde u vazduhu postoje kišne kapi, Slika 15.6. Razni varijeteti boja u dugi, različiti od uobičajenih odnosa i rasporeda, posledica su različitih dimenzija kišnih kapi.

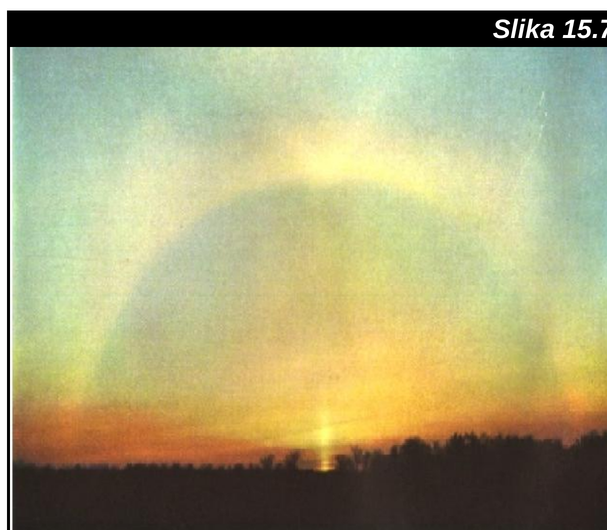
Slika 15.6



Duga, (prema: Međunarodnom atlasu oblaka, 1959.)

4. **Halo** je svetao obruč oko Sunca i Meseca koji se pojavljuje iz istih razloga kao i duga. Crvena boja je uvek na unutrašnjoj, a ljubičasta je na spoljašnjoj strani obruča, Slika 15.7. Halo nastaje u danima kada na nebu vidimo visoke oblake u kojima ima dovoljno kristala u obliku heksagonalnih prizmica ili pločica na kojima se vrši razlaganje svetlosti, a posle toga i odbijanje.

Slika 15.7

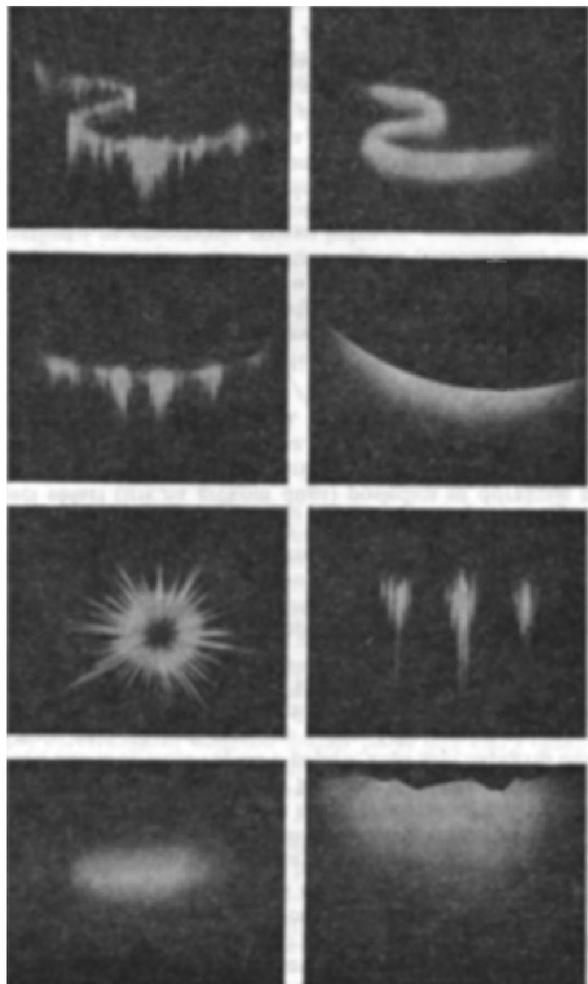


Halo, (prema: Međunarodnom atlasu oblaka, 1959.).

5. **Venac (korona)** je serija (retko više od tri) obojenih prstenova malih poluprečnika koje vidimo kroz providni oblak oko Meseca i Sunca. Ova pojava je posledica odbijanja i prelamanja svetlocti kroz oblačne deliće.
6. **Glorija** je jedna ili više serija obojenih prstenova koje možemo videti oko (svoje) senke na oblaku, magli i/ili vrlo retko na rosi. Glorija se pojavljuje i oko senke aviona na oblačnom sloju iznad koga avion leti. Kao i korona, tako je i glorija posledica odbijanja i prelamanja svetlocti kroz oblačne deliće.
7. **Irizacija** je pojava prelamanja boja na kristalnoj strukturi oblaka tipa Cirrus. Preovlađujuće boje su zelena i ružičasta.
8. **Polarna svetlost** je pojava visoke atmosfere. Ona se javlja u obliku lukova, pruga, draperija ili zavesa. Polarna svetlost je posebno dobro vidljiva u polarnim predelima, po čemu je i dobila naziv. Pri jakoj polarnoj svetlosti celo nebo može biti osvetljeno. Ona se pojavljuje na visini iznad 200 000 ft, a najčešće između 330 000 ft i 1 300 000 ft. Postojanje polarne svetlosti najtešnje je povezano sa magnetnim poljem Zemlje. Protoni i elektroni u obliku korpuskularne radujacije (vidi Glavu 2, Odeljak A) dospevaju na pomenute visine. Oni tada počinju da slede linije sila magnetnog polja Zemlje i tom prilikom u sudaranju sa atomima i molekulima vazduha stvaraju polarnu svetlost.

   Zone severne polarne svetlosti dodiruju severozapadnu Norvešku, prolaze južno od Islanda i Grenlanda, preko Atlantika se protežu se do severne Kanade i nastavljaju duž polarnih obala Sibira. Iz aviona koji lete iznad Atlantika na relaciji Evropa Severna Amerika na visini od oko 26 000 ft u vedrim noćima može se videti polarna svetlost, Slika 15.8.

Slika 15.8



Razni oblici polarne svetlosti, (prema: Bartles J.,1963.).

9. **Fata morgana** je pojava kada se u stabilnoj atmosferi, pogotovo ako se temperatura porastom visine povećava, vide udaljeni predmeti (npr. brodovi, ostrva, itd.) iznad morske površine. Ponekad predmeti mogu biti i okrenuti. Ova pojava je posledica odbijanja (refleksije) svetlosti. Takođe, moguće je da se vide i predmeti koji se zbog zakrivljene površine Zemlje inače ne bi videli. Tako, ponekad se sa Kakshafena (*Cuxhaven*) na nemačkoj obali Severnog mora vidi istrvo Helgoland (*Helgoland*).

   Specifičan oblik fata morgane se javlja u užarenim pustinjam tokom mirne obdanice. U takvim uslovima posmatraču se pričinjava da se na horizontu, srazmerno blizu prostire more iz koga vire pojedina ostrva. U stvari, lažno more je samo više ili manje deformisana slika plavetnila neba. Sličnu pojavu možemo videti i posmatranjem u pravcu vruće asfaltirane piste i/ili puta.

10. **Sedefasti oblaci** su slični oblacima tipa Cirrus ili Kao što smo kazali, ni jedna od navedenih pojava Altocumulus oblika sočiva, Slika 15.9.

Slika 15.9



Sedefast oblak, (prema: Međunarodnom atlasu oblaka, 1959.).

Kao što smo kazali, ni jedna od navedenih pojava direktno ne ugrožava bezbednost letačkih operacija, sem možda fata morgane. Ona u određenim situacijama može doprineti dezorjentaciji, naročito u prilikama ako se leti bez odgovarajućih navigacionih uređaja i/ili bez dobre navigacione i meteorološke pripreme. Međutim, savremenom pilotu je potrebnije od svega, da ovde i na drugim mestima pomenute pojave neobičnih manifestacija dobro identifikuje, kako im ne bi pripisao pogrešne uzroke nastanka.

Sažetak

U ovoj glavi su opisane dodatne opasne vremenske pojave, koje nisu mogle da se svrstaju u prethodno ponuđenu klasifikaciju opasnih pojava. Neke od njih su vrlo retke, dok se druge skoro redovno pojavljuju u letačkom okruženju. Naučili smo kakve sve probleme tokom leta može da izaziva pojava atmosferskog elektriciteta. Znamo na koji način moramo da čuvamo sebe i posadu vazduhoplova od štetnog dejstva ozona na visini, pa i onoga u prizemlju. Neobično je bilo važno da shvatimo da se oblak vulkanskog pepela uvek mora izbegavati. Oblak pepela je pojava koja u susretu za vazduhoplovom skoro neizostavno izlazi kao apsolutni pobednik. Videli smo da prisustvo vazduhoplova može stvoriti promenu stanja neba. Upozoreni smo na kakve sve dodatne probleme možemo naići tokom poletanja i sletanja sa vlažne piste. Razne optičke deformacije u atmosferi ponekad mogu zavarati naša čula, o čemu smo takođe nešto naučili. Korisno je sada i to, što znamo da identifikujemo razne neobične pojave u atmosferi, i što umemo da ih pravilno protumačimo.

DODATAK 1

Merne jedinice

TABELA 1	Merne jedinice
Neke važne merne jedinice van SI standarda koje se često koriste u vazduhoplovnoj meteorologiji date su u ovoj tabeli.	
JEDINICE ZA DUŽINU	
1 in (inč) = 0.025 4 m (metar)	
1 ft (fit ili stopa) = 12 in = 0.305 m	
1 sm (obična milja) = 5 280 ft = 0.87 nm = 1 610 m	
1 nm (morska ili nautička milja) = 6 080 ft =1.15 sm = 1 850 m	
JEDINICE ZA VREME	
1 min (minut) = 60 s (sekund)	
1 h (sat ili čas) = 60 min = 3 600 s	
1 d (dan) = 23 h + 56 min + 4.1 s ≈ 24 h = 1 440 min = 86 400 s	
JEDINICA ZA ZAPREMINU	
1 l (litar) = 0.001 m^3	
JEDINICE ZA UGAO U RAVNI	
1 ^{0} (stepen)* = π/180 rad (radijan), gde je π = 3,141 59	
Strane Sveta – vidi Tabelu 4.2	
JEDINICE ZA BRZINU	
1 kt (čvor) = 1 nm/h = 1.15 sm/h = 1 850 m/h = 0.51 m/s	
JEDINICE ZA PRITISAK	
1 hPa (hektoPaskal)= 0.75 mmHg (milimetar živinog stuba) = 0.029 53 inHg (inč živinog stuba)	
1 mmHg = 1.333 hPa= 0.039 37 inHg	
1 inHg = 25.4 mmHg = 33.865 hPa	
1 mb (milibar) = 1 hPa	
1 normalna (ISA) atmosfera = 1 013.25 hPa = 760 mmHg= 29.92 inHg	

*Uzima vrednosti od 0 ^{O} do 360 ^{O}.

DODATAK 2

Standardna atmosfera

TABELA 1	Standardna atmosfera	
Visina (ft)	*Temperatura* (^{0}C)	*Pritisak* (hPa)
0	15.000	1 013.25
100	14.802	1 009.50
1 000	13.019	977.16
2 000	11.038	942.13
4 000	7.077	875.13
6 000	3.166	812.04
8 000	-0.844	752.71
10 000	-4.803	696.94
12 000	-8.761	644.58
14 000	-12.718	595.46
16 000	-16.675	549.42
18 000	-20.631	506.32
20 000	-24.586	466.00
22 000	-28.541	428.33
24 000	-32.494	393.17
26 000	-36.447	360.40
28 000	-40.399	329.87
30 000	-44.351	301.48
32 000	-48.301	275.11
34 000	-52.251	250.64
36 000	-56.200	227.97
*36 200	-56.500	225.79
38 000	-56.500	207.14
40 000	-56.500	188.23
42 000	-56.500	171.04
44 000	-56.500	155.42
46 000	-56.500	141.24
48 000	-56.500	128.35
50 000	-56.500	116.64
52 000	-56.500	106.00
54 000	-56.500	96.33
56 000	-56.500	87.55
58 000	-56.500	79.57
60 000	-56.500	72.31

*Troposfera

DODATAK 3

Temperatura tačke rose

TABELA 1	Temperatura tačke rose (^{0}C)

Za nalaženje temperature tačka rose, prvo je potrebno locirati polje temperature vazduha (temperatura suvog termometra) na levoj strani (prva kolona). Zatim, treba locirati polje psihrometarske razlike na vrhu tabele (prvi red). Na kraju, ukrštanjem ove dve vrednosti dobija se polje temperature tačke rose. Na primer, temperatura vazduha je 20 ^{0}C, a psihrometarska razlika je 3 ^{0}C, što odgovara temperaturi tačke rose od 15 ^{0}C.

Napomena 1: Prethodni metod primenjivati samo kada je pritisak približno 1 013.25 hPa.

Napomena 2: Vrednosti temperature vazduha i psihrometarsku razliku treba očitavati direktno sa psihrometra.

Psihrometarska razlika (^{0}C)

Temperatura vazduha ^{0}C	**0.5**	**1.0**	**1.5**	**2.0**	**2.5**	**3.0**	**3.5**	**4.0**	**4.5**	**5.0**	**7.5**	**10.0**	**12.5**	**15.0**	**17.5**	**20.0**
-20	-25	-33														
-17.5	-21	-27	-38													
-15	-19	-23	-38													
-12.5	-15	-18	-22	-29												
-10	-12	-14	-18	-21	-27	-36										
-7.5	-9	-11	-14	-17	-20	-26	-34									
-5	-7	-8	-10	-13	-16	-19	-24	-31								
-2.5	-4	-6	-7	-9	-11	-14	-17	-22	-28	-41						
0	-1	-3	-4	-6	-8	-10	-12	-15	-19	-24						
2.5	1	0	-1	-3	-4	-6	-8	-10	-13	-16						
5	4	3	2	0	-1	-3	-4	-6	-8	-10	-48					
7.5	6	6	4	3	2	1	-1	-2	-4	-6	-22					
10	9	8	7	6	5	2	1	0	0	-2	-13					
12.5	12	11	10	9	8	7	6	4	3	2	-7	-28				
15	14	13	12	12	11	10	9	8	7	5	-2	-14				
17.5	17	16	15	14	13	12	12	11	10	8	2	-7	-35			
20	19	18	18	17	16	15	14	14	13	12	6	-1	-15			
22.5	22	21	20	20	19	18	17	16	16	15	10	3	-6	-38		
25	24	24	23	22	21	21	20	19	18	18	13	7	0	-14		
27.5	27	26	26	25	24	23	23	22	21	20	16	11	5	-5	-32	
30	29	29	28	27	27	26	25	25	24	23	19	14	9	2	-11	
32.5	32	31	31	30	29	29	28	27	26	26	22	18	13	7	-2	
35	34	34	33	32	32	31	31	30	29	28	25	21	16	11	4	
37.5	37	36	36	35	34	34	33	32	32	31	28	24	20	15	9	0
40	39	39	38	38	37	36	36	35	34	34	30	27	23	18	13	6
43.5	42	41	41	40	40	39	38	38	37	36	33	30	26	22	17	11
45	44	44	43	43	42	42	41	40	40	39	36	33	29	25	21	15
47.5	47	46	46	45	45	44	44	43	42	42	39	35	32	28	24	19
50	49	49	48	48	47	47	46	45	45	44	41	38	35	31	28	23

Rrelativna vlažnost

TABELA 2	***Relativna vlažnost* (%)**

Za nalaženje temperature tačka rose, prvo je potrebno locirati polje temperature vazduha (temperatura suvog termometra) na levoj strani (prva kolona). Zatim, treba locirati polje psihrometarske razlike na vrhu tabele (prvi red). Na kraju, ukrštanjem ove dve vrednosti dobija se polje vrednosti relativne vlage. Na primer, temperatura vazduha je 20 ^{0}C, a psihrometarska razlika je 3 ^{0}C, što odgovara relativnoj vlažnosti od 74 %.

Napomena 1: Prethodni metod primenjivati samo kada je pritisak približno 1 013.25 hPa.

Napomena 2: Vrednosti temperature vazduha i psihrometarsku razliku treba očitavati direktno sa psihrometra.

Psihrometarska razlika (^{0}C)

Temperatura vazduha ^{0}C	**0.5**	**1.0**	**1.5**	**2.0**	**2.5**	**3.0**	**3.5**	**4.0**	**4.5**	**5.0**	**7.5**	**10.0**	**12.5**	**15.0**	**17.5**	**20.0**
-20	70	41	11													
-17.5	75	51	26													
-15	79	58	38	18												
-12.5	82	65	57	30	13											
-10	85	69	54	39	24	10										
-7.5	87	73	60	48	35	22	10									
-5	88	77	66	54	43	32	21	11	1							
-2.5	90	80	70	60	50	42	37	22	12	3						
0	91	82	73	65	56	47	39	31	23	15						
2.5	92	84	76	68	61	53	46	38	31	24						
5	93	86	78	71	65	58	51	45	38	32	1					
7.5	93	87	80	74	68	62	56	50	44	38	11					
10	94	88	82	76	71	65	60	54	49	44	19					
12.5	94	89	84	78	73	68	63	58	53	48	25	4				
15	95	90	85	80	75	70	66	61	57	52	31	12				
17.5	95	90	86	81	77	72	68	64	60	55	36	18	2			
20	95	91	87	82	78	74	70	66	62	58	40	24	8			
22.5	96	92	87	83	80	76	72	68	64	61	44	28	14	1		
25	96	92	88	84	81	77	73	70	66	63	47	32	19	7		
27.5	96	92	89	85	82	78	75	71	68	65	50	36	23	12	1	
30	96	93	89	86	82	79	76	73	70	67	52	39	27	16	6	
32.5	97	93	90	86	83	80	77	74	71	68	54	42	30	20	11	1
35	97	93	90	87	84	81	78	75	72	69	56	44	33	23	14	6
37.5	97	94	91	87	85	82	79	76	73	70	58	46	36	26	18	10
40	97	94	91	88	85	82	79	77	74	72	59	48	38	29	21	13
43.5	97	94	91	88	86	83	80	78	75	72	61	50	40	31	23	16
45	97	94	91	89	86	83	81	78	76	73	62	51	42	33	26	18
47.5	97	94	92	89	86	84	81	79	76	74	63	53	44	35	28	21
50	97	94	92	89	87	84	82	79	77	75	64	54	45	37	30	23

DODATAK 4

Meteorologija u službi vazduhoplovstva

Predgovor

Ovaj dodatak predstavlja veći deo sadržaja publikacije originalnog naziva *Meteorology in the Service of Aviation* (prema: *Kastelein, J.*, 1988). Ovu publikaciju je izdala Svetska meteorološka organizacija (SMO), kao tematski izbor povodom Svetskog dana meteorologije (23. mart svake godine počevši od 1961.) za 1989. godinu, koji je te godine bio posvećen vazduhoplovstvu.

1. UVOD

Vazdušni omotač koji obavija Zemlju ne čini više od milionitog dela ukupne mase naše planete. Mada je beznačajan u pogledu relativne težine, ovaj sloj vazduha je *sine qua non* za sve oblike života; bez atmosfere Zemlja bi bila mrtva planeta.

Brz razvoj meteorologije i vazduhoplovstva u toku ovog veka bio je obostrano koristan. U periodu dužem od devedeset godina meteorologija ima važnu ulogu u neprekidnim naporima da se poboljša sigurnost i efikasnost vazdušne plovidbe. Mada su tehnološka dostignuća omogućila letenje u skoro svim atmosferskim uslovima, vazduhoplovstvo je još uvek aktivnost najviše zavisna od vremena. Pravovremene i pouzdane informacije su uvek imperativ bezbednosti i ekonomičnosti leta.

Vazduhoplovna meteorologija, mada samo jedna od primenjenih meteoroloških grana u službi čovečanstva, razvila se u globalni sistem državne i međudržavne meteorološke podrške. Vazduhoplovna meteorologija je nezamenjiva za civilno vazduhoplovstvo, jer ima važnu ulogu u skoro svakoj oblasti društvene i ekonomske aktivnosti. U ovom dodatku biće opisan istorijski razvoj i data sadašnja ulogu vazduhoplovne meteorologije.

2. POČETAK

Fenomen letenja je oduvek fascinirao čovečanstvo. Sposobnost ptica da pobede silu gravitacije, da se kreću kroz vazduh bez vidljivog napora, podsticala je maštu ljudi naročito u vreme kada je putovanje bilo spor i mukotrpan proces i kada su planine, kanjoni i reke predstavljali skoro neprelazne barijere.

MIT I FANTAZIJA

Tema letenja ljudi ili nadljudskih stvorenja nalazi se u mitologiji ili folkloru mnogih naroda. Istorija je zabeležila mnoge neuspešne pokušaje letenja, koji su često imala isti fatalni ishod, kao što je to, na primer, bio legendarni let Ikara. Smeli pioniri avijacije nikad nisu sumnjali da će jednog dana san o letenju postati svakodnevna stvarnost.

U VAZDUHU

Balon napunjen toplim vazduhom, koji je označio početak vazduhoplovstva, stvorili su u Francuskoj Jozef i Etjen Montgolfije (*Joseph i Etienne Montgolfier*) 1783. godine. Međutim, tek krajem devetnaestog veka razvoj nauke i tehnologije je došao na nivo sa koga je vršenje vazdušne plovidbe samo mehaničkim sredstvima postalo moguće.

Prvi ostvarljivi tip jedrilice konstruisao je Oto Liliental (*Otto Lilienthal*) u Nemačkoj 1881. godine. Vilbur i Orvil Rajt (*Wilbur i Orville Wright*) su 17. decembra 1903. godine u Severnoj Americi izveli prve uspešne letove na motornoj letelici. Ovaj prvi korak, prema današnjem vazdušnom transportu svetskih razmera, bio je zaista veoma skroman. Najduži let je trajao samo 59 s i obuhvatio je samo 255 m.

TRAŽI SE POMOĆ

Očigledno je da su uspesi braće Rajt bili zasnovani na sistematskom istraživanju aerodinamike. Mesto za izvođenje eksperimentalnih letova (*Kitty Hawk, North Caroline, USA*) izabrano je pažljivo na osnovu zahteva za jakim i stalnim prizemnim vetrovima.

Već prvog dana letenja uz pomoć motora dogodio se veoma značajan incident. Nakon četiri leta jak udar vetra je prevrnuo avion i donekle ga oštetio. Toga dana prikazana je ne samo izvodljivost letenja na principu težine veće od vazduha, već je takođe izkazana i neophodnost meteorološke pomoći za takav jedan poduhvat.

UTICAJ VREMENA

Teškoće i gubici života, usled ekstremnih metoroloških uslova, često su pogađali čovečanstvo još od najranijih dana. Uvođenje poljoprivrede, koje se dogodilo verovatno pre oko 10.000 godine, jako je povećalo zavisnost ljudskog društva od klime i vremena. Shvatajući značaj vremena, čovek je teško prihvatio svakodnevne promene vetra, oblačnosti i padavina samo kao stihijske pojave. Uviđanje veza između vremena i fizičkih zakona postepeno je zamenilo razna verovanje u nadprirodnost snaga koje kontrolišu atmosferske pojave. To je pomoglo da se učvrsti uverenje da se budući vremenski uslovi mogu u dobroj meri predvideti. Mornari, paori, lovci i ostali, čije je blagostanje i sigurnost direktno zavisilo od vremena, naučili su da prave korisne prognoze. One su u početku bile zasnovane na podacima dobijenim pažljivim osmatranjima pojava na nebu, na površini mora i na osnovu zapažanja o promenama vetra, temperature i vlage. Pored svega toga, veliku pomoć su dobijali i korišćenem iskustva svojih predaka. Iako primitivan i duboko subjektivan, ovaj tip empirijskih prognoza je dugo vremena bio dominantan i vrlo koristan. On je imao i svoja ograničenja, ali u suštini je zadovoljavao jednu od najiskonskijih čovekovih potreba; **da se predviđa budućnost.** Međutim, uprkos milenijumskoj praksi veština prognoziranja se nije poboljšavala.

PRVA MERENJA

Termometar (*Galileo Galilei*), i barometar (*Evangelista Torricceli i Vincenzo Viviano*), kao osnovni instrumenti za merenje atmosferskih veličina, otkriveni su u Italiji početkom sedamnaestog veka. Međutim, trebalo je više od 200 godina da se meteorologija dovoljno razvije, kako bi mogla svrsishodno koristiti ove instrumente.

Čak i pre nego što su odgovarajući instrumenti bili na raspolaganju vremenski uslovi su sistematski beleženi, često bez prekida i u dugim periodima. Prva zabeležena osmatranja vremenskih fenomena su vezana za padavine i datiraju još od 2 000 pre n. e. Podaci o dugoročnim istorijskim osmatranjima za jednu lokaciju su, čak i danas, značajni za proučavanje klimatskih promena.

POMOĆ SA STRANE

Mada je bilo opštepoznato da vremenski uslovi od jednog do drugog mesta često pokazuju značajne varijacije, tek su u devetnaestom veku naučnici shvatili da se atmosfera može proučavati uz pomoć čestih i preciznih merenja vršenih istovremeno iznad velikih geografskih oblasti.

Jedan od istaknutih pionira na uvođenju mreže meteoroloških stanica bio je Ferdinand (*Ferdinand*) II, veliki vojvoda Toskane. On je već tokom 1653. godine snabdeo termometrima nekoliko manastira na svojoj teritoriji i dao im je uputstva kako da mere temperaturu vazduha.

Prva vremenska karta na osnovu izmerenih/osmotrenih podataka za period od 30 godina bila je sastavljena 1816. godina (*Heinrich W. Brandes*), što je bilo od velike pomoći da se 1857. godine (*Cristophorus H. Buys Ballot i William Ferrel*), otkrije odnos između vetra i atmosferskog pritiska.

METEOROLOŠKI INSTITUTI I SLUŽBE

Iako je već više od nekoliko milenijuma bio priznat potencijalni značaj meteorologije, njen pravi naučni i praktični značaj je još uvek bio u povoju. Državni meteorološki instituti ili službe su osnovani u mnogim zemljama: Nemačkoj (1847.), Austrougarskoj (1851.), Engleskoj, Portugalu i Holandiji (1854.), Francuskoj (1855.) i Sjedinjenim Američkim Državama (1870.).

SARADNJA

Potreba za međunarodnom saradnjom u meteorologiji odavno se nametala. U Beču su 1873. godine predstavnici dvadesetak vlada, onih država koje su osnovale državne meteorološke službe, usvojile shvatanje da treba da postoji stalno međunarodno telo za negovanje saradnje u oblasti meteorologije. Shodno tome, tada je nastala Međunarodna meteorološka organizacija (*International Meteorological Organization* - IMO), kao nevladino telo. U godinama koje su sledile IMO je dao značajan doprinos, pre svega, organizacionom razvoju meteorologije. Osnovao je tehničke komisije za pomorsku i poljoprivrednu meteorologiju, radi posvećivanja posebne pažnje, ovim u to vreme, najvažnijim primenama meteorologije.

NOVI KLIJENTI

U dvadesetom veku vazduhoplovstvo se nametnulo kao novi klijent meteorološkim službama. Izrazita osetljivost letelica na vreme u prvim danima vazduhoplovstva najbolje se može ilustrovati podacima avionske poštanske službe osnovane 1918. godine u okviru poštanske službe SAD. Uprkos uvođenju mnogih organizacionih poboljšanja, urgentna sletanja su se još uvek javljala u proseku na svakih 1 300 preletenih kilometara. Prosečan radni vek pilota ove vazduhoplovne poštanske službe bio je oko četiri godine. U toku 1920. i 1921. godine srušilo se čak 89 aviona i 19 pilota je poginulo. Nepovoljno vreme i mehaničke neusavršenosti bile su glavni uzrok nesreća.

Shvaćeno je da bi pouzdane informacije o vremenskim uslovima u toku leta i sletanja mogle imati važnu ulogu u obezbeđenju veće sigurnosti u vazduhoplovstvu. U kom obimu je meteorlogija mogla da ispuni velike zahteve vazduhoplovstva u začetku?

ISTRAŽIVANJE ATMOSFERE

Mnogo pre nego što je letenje bilo moguće, naučnici su se bavili pitanjem boljeg razumevanja atmosfere i pokušavali raznim načinima da dobiju osmotrene podatke iz viših slojeva atmosfere. Važno je primetiti sličnost vazduhoplovstva i meteorologije u pogledu ovih težnji ka većim visinama.

Samo pet godina nakon otkrića barometra, Perije (*Périer*) se 1648. godine popeo na planinski vrh Pi de Dom (*Puy-de-Dume*) visine 1465 m od MSL da bi izmerio, na zahtev svog rođaka Blez Paskala (*Blaise Pascal*), smanjenje pritiska porastom visine.

DIZANJE U VAZDUH

Baloni ispunjeni gasom otvorili su nove mogućnosti za istraživanje viših slojeva atmosfere. Francuski fizičar Žak Čarls (*Jacques Charles*) je prvi upotrebio balon napunjen vodonikom, a visinu je merio barometrom. Prva naučna merenja visinskog vetra, vlage i pritiska izvršio je Žan Pjer Blašar (*Jean-Pierre Blanchard*) i Džon Džefris (*John Jeffries*) u toku leta balonom iznad Londona 1786. godine. Engleski naučnik Džejms Glešer (*James Glaisher*) je izvršio legendarne letove balonom u toku 1862.-1866. godine. On je dostigao visinu od 28 275 ft. Na ovoj visini atmosferski pritisak iznosi samo trećinu vrednosti pritiska na nivou mora. Da bi ustanovio tu činjenicu Glešer je skoro izgubio život zbog asfiksije.

IGRE

Zmajevi i baloni bez posade su korišćeni kao manje opasni i jeftiniji za vršenje redovnih visinskih osmatranja. Mada je u to vreme interesovanje meteorologa za zmajeve i male balone provociralo ironične primedbe da njihovo tzv. naučno istraživanje samo služi kao izgovor odraslim ljudima da se bave dečjim igrama, ipak to nije pomelo tadašnje pionire da istraju na svom naučnom putu. Dolazilo se do vrlo značajnog napretka u istraživanju atmosfere. Zmaja za nošenje meteoroloških instrumente prvi je upotrebio je Aleksandar Vilson (*Alexander Wilson*) 1749. godine u Engleskoj. Vilijam Radklif Birt (*William Radcliff Birt*) i Frensis Ronaldz (*Francis Rolands*) su počeli sistematska merenja uz pomoć zmajeva 1847. godine. Dugo vremena je njihov metod, kao i metod korišćenja balona vezanih za podlogu, omogućavao dobijanje redovnih osmotrenih podataka iz donjih slojeva atmosfere.

Osmatranje visinskog vetra zasnivalo se na merenju kretanja sondažnog balona pomoću optičkog instrumenta (teodolita). Ovaj metod merenja uveo je Viktor Kremser (*Victor Kramser*) 1890. godine. Takođe, slobodni baloni sa sondom su korišćeni za merenje temperature i vlage u gornjim slojevima atmosfere. Sondu prikačenu za balon su činili instrument za merenje i beleženje izmerenih podataka, kao i mali padobran. Podaci su dobijani samo ako bi se nakon pucanja balona i vraćanja sonde na tlo mogao naći instrument (uz pomoć nagrade nalazaču). Na osnovu takvih osmatranja, Ričard Asman (*Richard Assmann*) u Nemačkoj i Leo Teserenc de Bort (*Leon Teisserenc de Bort*) u Francuskoj su otkrili, nezavisno jedan od drugog, da atmosfera ima različitu termičku strukturu iznad visine od oko 11 km u odnosu na strukturu do te visine. Ovaj sloj, gde se temperaura po visini ne

menja, dobio je naziv stratosfera. Do ovog otkrića je došlo 1902. godine, godinu dana pre prvog leta uz pomoć motorne letilice. Sve do kraja devetnaestog veka postojali su samo nesavršeni načini za merenje vremenskih parametara na visini. Ipak, mudro i iscrpno korišćenje postojećih uređaja dovelo je do značajnog poboljšanja u realnom poznavanju vetrova i temperautre na većim visinama.

USPORAVANJE

Primena meteoroloških osmatračkih stanica je već uznapredovala na početku devetnaestog veka. Na nesreću, na praktično korišćenje osmotrenih podataka negativno je uticala činjenica da se vremenski izveštaji iz većih oblasti mogu prikupiti samo uz, u ono vreme čak, nedeljna zakašnjenja. Ovo stanje se drastično poboljšalo uvođenjem telegrafa 1844. godine.

ŽIČANE VEZE

Meteorolozi su brzo postali svesni mogućnosti koje nudi izum Semjuela Morzea (*Samuel Morse*). Mnoštvo novih telegrafa u Sjedinjenim Američkim Državama opremljeno je meteorološkim instrumentima, a osoblje je obučeno da vrši i prenosi vremenske izveštaje. Već 1861. godine više od 500 telegrafskih mesta se redovno javljalo Smitsonijevom institutu u Vašingtonu (*Smithsonian Institute in Washington, USA*). Francuska je 1856. godine prednjačila u Evropi u uvođenju telegrafske mreže, naročito za prenošenje informacija o vremenu. Brzo prikupljanje osmotrenih podataka uz pomoć telegrafa omogućilo je pripremu prognoza vremena na osnovu realnih vremenskih karti. U prvo vreme glavni zadatak meteorologa operativaca je bio da šalju pravovremene informacije o olujama. Oluje su imale katastrofalne posledice na moru. Na primer, takva jedna oluja je uništila jedan deo englesko-francuske flote na Balaklavi (*Balaklava*) u toku Krimskog rata 1856. godine, što je istaklo značaj meteorološke službe naročito u državama jakih pomorskih interesa. Na početku dvadesetog veka upozorenja na oluje i vremenske prognoze davane su na osnovu podataka o vetru i raspodeli pritiska dobijenih retkim osmatranjima. Tačnost ovakvih prognoza, često prilično neprecizno formulisanih, bila je daleko od idealnog. Još uvek nije postojala teorija koja bi uspešno objasnila formiranje, kretanje i iščezavanje oblasti niskog ili visokog vazdušnog pritiska.

NESIGURAN POČETAK

Krhke letelice su se koristile na početku razvoja vazduhoplovstva. One su bile jako osetljive na vremenske uslove. Hitno su bila potrebna osmatranja i prognoze brzine i pravca vetra, udara vetra, turbulencija, vidljivosti, padavina i oblačnosti. Bilo je jasno da je meteorologija daleko od toga da može ispuniti takve velike zahteve. Ipak, meteorolozi tada nisu oklevali da se udruže sa hrabrim (ili ludo hrabrim) pilotima i drugim vazduhoplovcima u osvajanju neba. Tih dana nijedan razborit posmatrač, koje je pratio uspone i padove u razvoju vazduhoplovstva i meteorologije, a obe još u povoju, ne bi mogao ništa drugo da zaključiti nego da će njihovi poduhvati propasti. Ali vreme je pokazalo suprotno.

3. RAZVOJ

Simbioza vazduhoplovstva i meteorologije se pokazala veoma plodonosnom od početka njihovog razvoja. Međunarodna saradnja je od suštinske važnosti za obe aktivnosti, dok je bolje razumevanje, često kapricioznog ponašanja atmosfere, bilo od ključnog zajedničkog interesa. Osnivanje i razvoj meteoroloških službi u mnogim državama su blisko vezani sa zahtevima vazduhoplovstva. Vazduhoplovstvo je podsticalo potrebe za meteorološkim istraživanjima. Takođe, osmatranja vršena iz aviona stvorila su nove mogućnosti za razvoj i istraživanje.

PRELETANJA

Od 1903. godine veliki napora je bio usmeren na razvoj aviona kao sredstva transporta. Konstrukcija je postala čvršća a pogon jači i pouzdaniji. U julu 1909. godine, manje od šest godina nakon prvog leta avionom, Luj Blerio (*Louis Blériot*) je monoplanom sopstvene izrade preleteo Lamanš od Kalea (*Caleas*) do Dovera (*Dover*). Time je napravljen let od oko 35 km uglavnom preko vode.

Prvi neprekidni let preko Atlantika su izveli Džon Alkot (*John Alcort*) i Artur Viten Braun (*Arthur Whitten Brown*) manje od 10 godina nakon Bleriovog leta preko Lamanša. Let dug 3 902 km od Njufaundlenda do Irske trajao je 16 h. (U toku 1956. godine 5 500 letova je povezivalo ova dva ostrva; sada se dnevno obavi više od 300 letova između Severne Amerike i Evrope). Prvi svetski rat je dao jak podstrek razvoju vazduhoplovstva. Veoma veliki broj letelica je izgrađen za vojne potrebe, a veliki broj njih je ostao neoštećen u ratu. Tako, veliki broj posleratnih aviona i osposobljenih pilota stvorilo je osnovu za razvoj komercijalnog aviotransporta.

U POSLU

U toku 1919. godine i nakon toga, osnovane su mnoge kompanije za vazdušni prevoz putnika, pošte i tereta. Fabrike aviona su uskoro počele da proizvode avione posebno dizajnirane za korišćenje na aviolinijama. Vojne operacije u vazduhu su tokom Prvog svetskog rata ukazale na potrebu meteorološke podrške. Na primer, neke vojne jedinice su u neprijateljskim državama bile organizovane da se bave pribavljanjem informacija o vremenu, što je predstavljalo začetak budućih meteoroloških službi namenjenih vazduhoplovstvu.

O INSTRUMENTIMA

Pre početka korišćenja pogodnih instrumenta letovi su bili mogući samo u uslovima dobre vidljivosti. Pilot je morao da kontroliše položaj aviona gledanjem na horizont, a dobra vidljivost na tlu bila je potrebna radi navigacije i da bi se uvek bilo na bezbednom rastojanju od prepreka. Kada bi avion nehotice ušao u oblak pilot bi brzo izgubio orijentaciju. Posledice bi često bile fatalne, mada su sletanja iznad pogodnih terena bila moguća u hitnim slučajevima, jer su avioni uglavnom bili lake konstrukcije i spori. Međutim, putnici nisu cenili ovakve manevre. Letovi su morali da se otkazuju kada bi vremenski uslovi, a naročito vidljivost, bili nepovoljni. U to vreme su mnogi potencijalni vazduhoplovni putnici više voleli sporija, ali zato izvesnija, konvencionalna sredstva transporta, naročito u zimskom periodu.

U toku 1922. godine Speri (*Sperry*) je napravio žiroskopski indikator tipa "*turn-and bank*". Ovaj instrument je omogućavao direktan let na određenom nivou bez gledanja u zemljinu površinu uz korišćenje dobrog altimetra. Vrednost novih letačkih instrumenata je demonstrirao Čarls Lindberg (*Charles Linbergh*). On je 1927. godine napravio pravi poduhvat preletevši od Njujorka do Pariza za 33 h i 29 min u specijalno izrađenoj letelici nazvanoj Duh Sv. Luisa (*Spirit of St. Luis*), koja je imala samo jedan motor.

TEHNIČKI NAPREDAK

Lindberg je svoj let izveo u vremenu kada skoro da i nije bilo informacija o vazduhoplovnom vremenu iznad Severnog Atlantika. On je tokom ovog leta morao da se bori protiv zaleđivanja. Slavu je doživeo za života jer je prevazišao ovu teškoću, pre nego što je ona postala fatalna. Kasnijom analizom vetrova duž rute se pokazalo da je Lindberg imao prilično sreće u izboru datuma za let.

Otprilike u isto vreme u vazduhoplovstvu su uvedene i radio veze. Prvi avion je bio opremljen radio uređajem oko 1925. godine. Primitivni oblici radio navigacije i kontrole leta razvili su se na osnovu radio-polukompasa (*direction finder*) i usmerenog radio fara (*radio-range beacon*). Do kraja 1939. godine je 300 komada ovih uređaja bilo instalirano u SAD. Tridesetih godina konstrukcija letelica se drastično izmenila. Primena potpuno metalnih letelica opremljenih jakim vazdušno hlađenim motorima i metalnim elisama prilagodljivog koraka, dovelo je do značajnog poboljšanja performansi vazduhoplova. Uvođenje strajnog trapa na uvlačenje, kočnica na točkovima i zakrilca, omogućilo je uzletanje sa relativno kratkih pista i postizanje

mnogo većih brzina leta. Avion tipa Daglas DC-3 je jedan od poznatih primeraka nove tehnologije. Verzija ove letelice iz 1936. godine mogla je da leti na visini od 10 000 ft brzinom od 280 km/h i da prevozi 21 putnika na udaljenost većoj od 2000 km.

LED

Radio navigacija i novi letački instrumenti omogućili su letove kroz oblake. Međutim, ovo je dovelo do problema stvaranje leda u toku leta. Led na krilima, trupu i elisama je povećavao čeoni otpor i težinu aviona U isto vreme, led je smanjivao silu uzgona i potisak. U standardnu opremu aviona počeli su da se ugrađuju uređaji za zaštitu od leda. Na vodećim ivicama krila se postavljaju gumene trake čijim se naduvavanjem odbacuje nagomilani led. Takođe, počeli su da se koriste i aparati za grejanje ulazećeg vazduha u karburator, radi sprečavanja njegovog zaleđivanja. Električno zagrevanje pito-statičkog sistema uvedeno je zbog zaštite indikatora brzine leta od efekata zaleđivanja. Mada ove mere zaštite nisu bile neefikasne i dalje je izbegavanje letenja u oblaku bilo najbolji način zaštite od zaleđivanja. Pilot je još uvek bio zavisan od meteoroloških informacija o rasprostaranjenosti oblaka duž rute i s njima povezanim temperaturama.

PRVA KNJIGA

Franc Linke (*Franz Linke*) je 1911. godine u Nemačkoj štampao "Vazduhoplovnu meteorologiju", prvi udžbenik meteorologije za "avijatičare, one koji lete balonom i pilote dirižabla". Ova knjiga je imala dvostruki cilj; (*i*) da meteorološka dostignuća stavi na raspolaganje avijaciji, kako bi avijatičari postali svesni dostignuća meteorologa i (*ii*) da se ne bi izgubila dragocena prilika za dobijanje podataka važnih za napredak nauke.

RAZUMEVANJE

Meteorologija i vazduhoplovstvo su pretrpeli najveće promene u toku prve četvrtine dvadesetog veka. Svi važni teorijski radovi u dinamici atmosfere su u to vreme uglavnom bili završeni. Međunarodna razmena informacija o vremenu, koja je postojala na početku veka, bila je prekinuta izbijanjem Prvog svetskog rata. Lišeni podataka spolja, meteorolozi su bili prinuđeni da poboljšaju svoje državne mreže osmatračkih stanica i da svu pažnju usmere na raspoloživa osmatranja. U Norveškoj (bergenska škola) je 1914. godine dat značajan doprinos meteorološkoj teoriji. Pažljivo ispitivanje vremenskih izveštaja iz osmatračke mreže veće gustine dovelo je do otkrivanja hladnog i toplog fronta. (1919. godine, *Jacob Bjerknes*). Teorijsko razmatranje koje je sledilo, ne samo da je dalo veoma uspešan model za analizu osmotrenih vremenskih situacija, već je, takođe, predstavljalo izvanredan stimulans za fizičko-matematička istraživanja u oblasti meteorologije. Meteorolozi su najzad stekli direktan uvid u ponašanje kompletnog atmosferskog sistema i faktora koji kontrolišu razvoj vremena. Štaviše, ova dostignuća su ukazivala na nove mogućnosti unapređenja prognoze vremena.

VISOKI OBLAK

Vremenske prognoze još uvek nisu bile dovoljno specifične i kvalitetne. Uvođenjem norveškog koncepta je pored opšte meteorologije, posebno bila unapređena vazduhoplovna meteorologija, jer su u to vreme bili uvedeni avioni za letenje na višim nivoima, a oblaci povezani sa frontovima su često predstavljali uslove opasne za letove na većim visinama.

RADIOSONDA

Meteorolozima je postalo jasno da bi samo trodimenzionalna analiza mogla uspešno da objasni atmosferu u pokretu. Prvu analizu ove vrste napravio je Harold Beržeron (*Harold Bergeron*) uz korišćenje prilično oskudnih informacija o višim slojevim. Sada su vazduhoplovstvu i meteorologiji bila potrebna pouzdana i redovna osmatranja vertikalne strukture atmosfere. Od 1919. godine pa nadalje, avioni su u mnogim državama korišćeni za vršenje osmatranja upotrebom "meteografa", tj. portabl instrumenta koji beleži pritisak, temperaturu i vlažnost. Dnevne letove u ovu svrhu su uglavnom obavljali vojni piloti. Oni su bez kiseonika ili letačkih instrumenata mogli čak i u marginalnim uslovima da postignu visine veće od 16 000 ft. Tehnika korišćenja zmajeva za visinska osmatranja se u međuvremenu znatno poprevila. Uz upotrebu čelične žice i zmajeva koji su nosili težinu žice, postalo je moguće dostići zapanjujuću visinu od 16 000 ft.

Svi metodi koji su bili razvijeni oko 1930. godine za sondiranje viših slojeva atmosfere imali su ozbiljne nedostatke. Zmajevi nisu mogli biti korišćeni po svakom vetru, dok je korišćenje aviona bilo skupo i ograničeno na mali broj aerodroma. Pored toga, rezultati meteografa se nisu mogli koristiti dok se uređaj ne nađe i/ili ne vrati meteorolozima na ispitivanje. Visine koje su postizali zmajevi, vezani baloni i avioni bile su previše niske da bi zadovoljile meteorologe. Tek kada su oko 1920. godine razvijeni radio uređaji, nađeno je rešenje za ovaj problem. Eksperimenti u Sovjetskom Savezu, Francuskoj i Nemačkoj usmereni na dobijanje osmotrenih podataka pomoću radio predajnika dodatog na balon, doveli su do stvaranja upotrebljive radiosonde 1929. godine, (*Morchanov*, *Bureau i Duckert*). Ovaj princip se uglavnom i sada koristi za rutinska visinska osmatranja. Danas se na Zemlji svakodnevno pušta oko 1 600 radiosondi.

AERODINAMIČNOST

Rane tridesete godine se mogu smatrati prekretnicom u razvoju vazduhoplovstva i meteorologije. U prvoj deceniji nakon Prvog svetskog rata, u Evropi i Severnoj Americi je razvijena mreža redovnog aviotransporta. Vazduhoplovstvo je postalo važan činilac svetske privrede. Načini kreiranja aviona korišćenjem metoda učenja na greškama, ustupio je mesto metodima matematičkog konstruisanja na osnovu opsežnih eksperimenata u aerodinamičnim tunelima. Od 1932. godine avioni su uglavnom počeli da dobijaju aerodinamičan oblik; monoplan je bio od metala sa stajnim trapom na uvlačenje; piloti i putnici nisu više bili smešteni u bučnom, neudobnom, negrejanom trupu, već u kabinama sa toplotnom i zvučnom izolacijom. Neposredno pred početak Drugog svetskog rata nesreće koje u početka nisu bile retke, sada su se smanjile na jedan prema 60 miliona kilometara.

PREDVIDLJIVOST

Teorijska i praktična dostignuća u meteorologiji u toku 1920. godine potvrdila su ubeđenje da je buduće stanje atmosfere predvidljivo sa priličnom tačnošću, ako u početnoj situaciji postoji dovoljno osmotrenih podataka. Ova činjenica je učinila da prognoza vremena postane glavna aktivnost meteorologije uz sve veće zahteve za informacijama o vremenu potrebnih radi daljeg razvoja vazduhoplovstva. Time su u ovom veku određeni i glavni pravci razvoja meteorologije.

MEĐUNARODNA SARADNJA

Uvođenje radiosonde je omogućilo izrade prognoza vetra i temperature za visine koje koriste avioni. Razvoj mreža prizemnih osmatračkih stanica i bolje tehnike analize vremena doveli su do postepenog unapređenja vremenskih prognoza, kako na aerodromu, tako i tokom leta. Mada je pouzdanost prognoza još bila nedovoljna, a naročito za letove u oblastima bez dovoljno podataka, piloti su cenili vrednost meteorološke podrške. Istovremeno, oni su shvatali ograničenja usled neodgovarajuće osmatračke mreže i deficitarnih sistema komunikacija. Avionski transport je bio prvenstveno međunarodna aktivnost, naročito u Evropi. Korisnici su jako isticali potrebu međunarodne saradnje u vršenju meteoroloških osmatranja i razmeni tako dobijenih podataka.

IMO

Osnivanje Međunarodne meteorološke organizacije (IMO) 1873. godine je već pomenuto. Nakon Prvog svetskog rata su preduzete mere da se uspostave prijateljski međunarodni odnosi i u oblasti meteorologije. IMO je razmatrala različite aspekte problema koji su tada zahtevali pažnju. Na primer, ova organizacija je istakla značaj aviotransporta već 1919. godine, samo 16 godina posle prvog leta motornim avionom, tako što je osnovala novu tehničku komisiju. Zadatak komisije je bio da se bavi potrebama vazduhoplovstva. Njen pun naziv je glasio: Komisija za primenu meteorologije u avionavigaciji (*Commission for the Aplication of Meteorology to Aerial Navigation* - CAMNA). Setimo se, u to vreme IMO još uvek nije bila međuvladino telo. Pri njenom osnivanju išlo se na pragmatične oblike saradnje, uz manje formalnih procedura.

Brz napredak meteorologije je 1930. godine pokazao da njen razvoj ne bi bio moguć bez ozbiljne međunarodne saradnje. Već je bilo sazrelo mišljenje da status IMO treba podići na vladin nivo, ali je Drugi svetski rat odložio primenu takvog mišljenja. Tek je 1951. godine, nevladino telo IMO zamenjeno vladinom telom pod nazivom Svetska meteorološka organizacija (*World Meteorology Organization* - WMO).

Iste godine su Ujedinjene nacije (*United Nations* - UN) usvojile rezoluciju kojom se WMO smatra jednom od njenih specijalizovanih agencija. Nastavljena je tradicija tehničkih komisija, pa je u okviru WMO osnovana Komisija za vazduhoplovnu meteorologiju (*Commission for Aeronautical Meteorology* - CAeM). Zadatak komisije je da se bavi međunarodnim aspektima primene meteorologije kao podrške vazdušnom saobraćaju. Međunarodna organizacija za civilni vazdušni saobraćaj (*International Civil Aviation Organization* - ICAO) je osnovana 1947. godine. Ona je takođe specijalizovana agencija Ujedinjenih nacija, a bavi se svim aspektima međunarodne saradnje u vazduhoplovstvu uključujući i meteorologiju.

DVE ORGANIZACIJE

Što se tiče vazduhoplovne meteorologije, WMO i ICAO svakako imaju zajednički interes. Izvesna dualnost u organizaciji meteoroloških i vazduhoplovnih aktivnosti je već postojala pre rata, što je stvaralo brojne teškoće. Međutim, sada su preduzete mere da se izbegnu slični problemi.

Dogovorom između ICAO i WMO uvedenim 1951. godine obezbeđena je uniformnost postupaka i jasno su razgraničene oblasti aktivnosti ove dve organizacije. ICAO je odgovorna za specifikaciju vazduhoplovnih zahteva u oblasti meteorologije i za odnose sa drugim vazduhoplovnim službama i operatorima; dok je WMO odgovorna za sve ostale probleme koji se odnose na meteorologiju. Mada su razlike u internoj strukturi obeju organizacija dovodile povremeno do komplikacija, radni aranžmani su uvek bili vrlo efikasni.

Sastanci ICAO koji se bave meteorološkim odredbama uvek se sazivaju zajedno sa sednicama WMO/CAeM. Ovo obezbeđuje odličnu koordinaciju između dve organizacije. Sve odredbe WMO i ICAO koje se tiču pružanja meteoroloških usluga vazduhoplovstvu se istovetno formulišu i imaju isti status u obe organizacije.

NOVA DOSTIGNUĆA

Poboljšanja u organizaciji međunarodne saradnje nastale osnivanjem ICAO i WMO stigla su istovremeno sa spektakularnim posleratnim razvojem u vazduhoplovstvu i meteorologiji. Tu se pre svega misli na tehnološki napredak koji se dogodio uvođenjem aviona sa turbinskim pogonom u komercijalne letove i upotrebom meteoroloških satelita i kompjutera u prognozi vremena.

VIŠE SNAGE

Rad aviona je u velikoj meri zavisan od pouzdanih i moćnih motora. Klipni motori koji su korišćeni u aviotransportu tokom pedesetih godina predstavljali su poslednju fazu dugog razvojnog perioda. Mada je postignut značajan progres u pogledu rada motora, to je ipak učinjeno na račun povećane složenosti i veće mogućnosti kvarova. Uvođenje mlaznog pogona označilo je značajan preokret. Relativno jednostavan i pouzdan turbinski motor je doveo do revolucionarnih promena u iskoristivoj snazi, što je omogućilo letenje na visinama iznad oblaka.

RADAR

U toku Drugog svetskog rata stvoren je radar. On se pokazao kao važno sredstvo za osmatranje atmosfere, naročito u oblastima gde nema prizemnih osmatranja. Uz radar postalo je moguće osmatrati horizontalnu lokaciju i vertikalnu rasprostranjenost grmljavinskih nepogoda, kao i kretanje padavina i drugih pojava u atmosferi sve do rastojanja od oko 300 km. U vazduhoplovnoj meteorologiji bio to je veliki korak napred. Kasnije razvijeni vremenski radari omogućili su praćenje vremena i u toku leta. Oni su za pilote predstavljali važno, mada ne i perfektno, sredstvo za lokaciju grmljavinskih nepogoda, čak i kada su unutar drugog oblaka.

NOVI MESECI

Pojava veštačkih satelita je omogućila osmatranje Zemlje iz Kosmosa. Po prvi put su meteorolozi mogli da imaju kompletan pregled sistema oblaka na globalnom nivou. Uskoro je daljinsko osmatranje satelitima postalo ključni elemenat u globalnom osmatračkom sistemu. Geostacionarni sateliti i sateliti polarnih orbita omogućavaju stalan priliv slika oblaka uz osmatranja stvaranja i kretanja oblasti aktivnih grmljavinskih nepogoda, frontalnih zona i ciklona, kako u tropskim oblastima, tako i u umerenom i polarnim širinama. Od velike vrednosti za zaštitu života i imovine ljudi je nova mogućnost satelita da otkrivaju, prate razvoj i određuju putanje tropskih ciklona.

Takođe, daljinsko osmatranje uz pomoć satelita je omogućilo u izvesnoj meri prevazilaženje nedostatka podataka iznad okeana i nenaseljenih kopnenih oblasti. Sada se podaci o visinskom vetru i temperaturi, kao i sa površine mora, dobijaju pomoću složenih tehnika satelitskog osmatranja.

Opisivanje realnog vremena je samo jedan od zadataka meteorologije. Istovremeno se nameće pitanje kako su izrazita poboljšanja u osmotranju atmosfere uticala na prognostičku veštinu.

IGRA BROJEVIMA

Dostignuća matematičke astronomije i fizike u devetnaestom veku dovela su do uverenja da je bar teoretski moguće izračunati buduće stanje nekih atmosferskih cirkulacija na osnovu poznavanja relevantnih fizičkih zakona i osmotrenih podataka. Na nesreću, problem u meteorologiji je mnogo komplikovaniji nego u nebeskoj mehanici. To je posebno komplikovano zbog ogromnog broja podataka potrebnih za opisivanje početnog stanja atmosfere. Herojski pokušaj da se izračuna raspodela pritiska iznad centralne Evrope 24 časa posle osmatranja za 20. maj 1910. godine izvršio je Luis Fraj Ričardson (*Lewis Fry Richardson*). Šest godina mukotrpnog računanja (1916. - 1922.), dale su rezultat koji se može opisati samo kao katastrofalni promašaj. Ipak, Ričardson je bio vizionar. On se nadao da će u budućnosti moći da se vrši računanje brže nego što se vreme menja i da će se dobiti korisniji rezultati. Već posle 40 godina moderni elektronski kompjuter i nova saznanja u praktičnoj matematici i meteorologiji su ostvarili njegov san.

PRVA NUMERIČKA PROGNOZA

Prvu numeričku prognozu su 1950. godine napravili Čarni, Fjortoft i Fon Nojman (*Charney, FjØrtoft i Von Neumann*) uz pomoć prvog kompjutera nazvanog ENIAC (*Electronic Numerical Integrator and Computer*). U početku su matematičko-fizički modeli atmosfere i kompjuteri korišćeni za izradu numeričkih prognoza vremena bili daleko od složenih. Sada se koriste najsnažniji kompjuteri u mnogim meteorološkim centrima za izračunavanje numeričke prognoze uz upotrebu numeričkih modela atmosfere, koji su poboljšavani i usavršavani tokom četrdeset godina napornog istraživanja.

Kompjuteri su doveli do revolucionarnih promena u proizvodnim procesima koji se koriste u operativnoj meteorologiji. Pored obrade podataka, sada se u sve većoj meri pomoću kompjutera obavlja osmatranje i prenošenje osmotrenih podataka. Time se obezbeđuje bolja pouzdanost i raspoloživost meteorološkim podacima, čime dolazi do daljeg poboljšavanja prognostičke tačnosti.

4. SADAŠNJICA

Meteorologija i vazduhoplovstvo su postali neraskidivi činioci života savremenog čoveka. Ova konstatacija važi nezavisno od ekonomske moći, kako ljudi pojedinačno, tako i užih i/ili širih društveno ekonomskih zajednica kojima svako od nas pripada.

VAZDUHOPLOVSTVO

Sada aviotransport igra važnu ulogu u skoro svim oblastima društvene i privredne aktivnosti. U poljoprivredi se laki avioni koriste za sejanje i zaprašivanje useva. Takođe, aviotransport otvara nova tržišta za lako kvarljive poljoprivredne proizvode, kao što je povrće i sečeno cveće, itd. Avioni su neophodni za zaštitu životne sredine. Oni omogućavaju praćenje stanja u prirodi, borbu protiv šumskih požara i kontrolu i praćenje zagađivanja kopna i mora.

U oblasti zdravstva laki avioni ili helikopteri se koriste za prevoz lekova i nastradalih, ne samo u hitnim slučajevima iz izolovanih oblasti i sa brodova na moru, već, takođe, i iz saobraćajnih nesreća na zakrčenim autoputevima. (Tokom 40 godina, helikopteri su pomogli da se spase milion ljudskih života, u proseku 25 života po letelici). U građevinarstvu se veliki helikopteri koriste za nošenje i podizanje tereta i teških konstrukcija. Ponekad se kompletne kuće smeštaju na lokacije kojima se inače ne može prići kopnenim putem. U naftnoj industriji su organizovane veoma ekstenzivne operacije helikopterima za podršku platformama na moru u proizvodnji nafte. Očigledno, meteorološke informacije su od najveće važnosti za ove aktivnosti civilnog vazduhoplovstva, a naročito za one koje se vrše na teškim i opasnim lokacijama.

Najvažniji doprinos vazduhoplovstva privredi države jeste omogućavanje efikasnog nacionalnog i internacionalnog transporta. Važnost brzog transporta ljudi, pošte i tereta za poslovni i privredni razvoj je očigledan, naročito u oblastima i mestima gde nedostaje infrastruktura kopnenog transporta. U većini industrijskih država više od 90 % međunarodnih putovanja na velike daljine obavlja se avionima. Za mnoge države su moderni vidovi turizma omogućeni efikasnim avionskim vezama, čime se daje važan doprinos međunarodnoj privredi.

STATISTIKA

Aktivnosti u vazduhoplovstvu na globalnom planu su impresivne. Prema dostupnoj statistici (bez država bivšeg SSSR i Kine), 334 767 aviona sa nepokretnim krilima je bilo uključeno u civilno vazduhoplovstvo krajem 1986. godine. Više od 80 % ove vazdušne flote činili su jednomotorni avioni na propelerski pogon sa operativnim karakteristikama koje nisu mnogo drukčije od onih pre 50 godina. Jako se povećao broj helikoptera. Sada se koristi oko 13 500 helikoptera. Za većinu njih potrebni su VFR uslovi letenja i veoma su osetljivi na zaleđivanje. Očigledno da je broj letova koji izuzetno zavise od meteorološke podrške veći nego ikad ranije.

Međutim, avionski transport uglavnom zavisi od mlaznih ili elisomlaznih motora. Na putničke vazduhoplovne kompanije otpada 95 % svih pređenih kilometara uz korišćenje oko 9 000 aviona ove kategorije.

Tipična visina leta za komercijalne letelice varira od 30 000 - 40 000 ft. Prosečna brzina redovnih međunarodnih letova je oko 675 km/h, a prosečan broj putnika je 145. Kapacitet i mogućnosti sadašnjih varijanti transportnih aviona, pogotovo širokotrupnih, su impresivani. Moderni četvoromotorni avion predviđen za letove na velike daljine i interkontinentalne rute sposoban je za povezivanje odredišta kao što su Njujork - Seul, London - Tokio ili Los Anđeles - Sidnej neprekidno, uz prevoz 450 putnika odjednom.

AERODROM

Teško da je ovde moguće dati čak i grub prikaz ekstenzivne i složene infrastrukture koja je potrebna radi davanja podrške sadašnjim aktivnostima avijacije. Aerodromi predstavljaju astronomske investicije. Piste, aerodromske platforme i s tim povezani sistemi osvetljenja, aerodromske zgrade, hangari, veze sa autoputevima i železnicom; sve to mora biti na raspolaganju da bi aerodrom mogao da vrši svoju ulogu u sistemu vazdušnog prevoza. U celini, pozitivan efekat aerodroma na regionalnu i državnu privredu opravdava velike investicije.

VAZDUHOPLOVNE KOMPANIJE

Pored komercijalnih aktivnosti, kao što su računovodstvo, izdavanje karata, prodaja i promocija, vazduhoplovne kompanije moraju uspostaviti tehničke mogućnosti za održavanje, remont i snabdevanje aviona. Samo snabdevanje gorivom i uljem komercijalnih aviona staje više od 67 miliona US dolara dnevno. Vazduhoplovne kompanije su organizovale složene kompjuterske sisteme i mreže radi vršenja rezervisanja i prijema opreme, putnika, prtljaga i tereta. Saradnja vazduhoplovnih kompanija je dovela do standardizovanih postupaka, koji olakšavaju transfer putnika ili prtljaga na tranzitnim letovima. Za međunarodno prenošenje poruka kompanije koriste veoma efikasan telekomunikacioni sistem uspostavljen pod pokroviteljstvom Međunarodnog društva za vazduhoplovne telekomunikacije (*International Society of Aeronautical Telecommunications* - SITA). Time se vreme prenošenja interkontinentalnih rezervacija svodi na par minuta.

KONTROLA

Odgovornost za kontrolu vazdušnog saobraćaja leži na državi. Međunarodnu saradnju u oblasti vazduhoplovstva vodi Međunarodna organizacija za civilni vazdušni saobraćaj (ICAO). Skoro sve države u Svetu su pristupile organizaciji ICAO potpisivanjem Čikaške konvencije (*Convention of Chicago*).

Države sprovode ICAO odredbe u oblasti bezbednosti, efikasnosti i redovnosti međunarodnog vazdušnog saobraćaja. Pored toga, država skoro uvek primenjuje iste ili slične odredbe i na svoj (domaći) saobraćaj. Važan deo aktivnosti države u ovom pogledu je pružanje usluga vazduhoplovstvu u formiranju centara za informisanje o letovima i stvaranju sistema navigacione podrške za instrumentalno letenje i sletanje. Službe za pružanje usluga vazduhoplovstvu su povezane u Vazduhoplovnu fiksnu telekomunikacionu mrežu (*Aeronautical Fixed Telecommunication Network* - AFTN). Ova mreža se koristi za brzo prenošenje planova letenja i drugih operativnih poruka za vazdušni saobraćaj. Centri za informacije o letovima i oblasni kontrolni centri su često povezani direktnim telefonskim vezama. Pružanje meteoroloških usluga vazduhoplovstvu je drugi važan deo vladinih aktivnosti u interesu vazdušne bezbednosti. Odredbe WMO i ICAO koje se odnose na vazduhoplovnu meteorologiju su identične i daju precizan opis meteoroloških informacija koje se trebaju imati pre i u toku leta.

UTICAJ VREMENA

Prosečan putnik udobno zavaljen u sedištu, dok putuje brzinom većom od 875 km/h, većinom iznad oblaka, teško da može shvatiti uticaj meteoroloških faktora na let, osim možda mogućih manjih odstupanja u vremenu dolaska usled uticaja repnog ili čeonog vetra. On će se možda sećati uzletanja, kada su za kratko vreme snažne mašine uzdigle veliku i tešku letelicu. Upoređujući sadašnje avione tipa "džambo" i drvene dvokrilce prekrivene tkaninom preko skeleta od "žice i drveta" sa početka komercijalnih letova, putnik će s pravom pretpostaviti da vazduhoplovno vreme skoro da i nema uticaja na modernu avijaciju. Skoro da nema ničega što bi bilo bliže ovakvoj istini.

UTICAJI

Meteorološki podaci, osmotreni ili prognozirani, potrebni su za sve faze leta često utiču i na donošenje odluka u svim fazama leta. Vazduhoplovne kompanije su razvile striktnu proceduru za korišćenje meteoroloških informacija u stalnom naporu da održe i gde je to moguće, poboljšaju bezbednost.

Precizno određivanje meteoroloških faktora za planiranje i izvršenje leta zasniva se na operativnom iskustvu i teorijskom poznavanju promena u atmosferi, tačnosti osmatranja i mogućnosti prognoziranja. Činjenica da su putnici jedva svesni uticaja nepovoljnih meteoroloških uslova je posledica pažljivog planiranja letova od strane stručnjaka u kompanijama. Vreme poletanja, težina pri uzletanju, rute leta i visine, rezerve goriva, alternativni aerodromi i težina pri sletanju su prilagođeni podacima koje daje vazduhoplovna meteorološka služba.

UDARI VETRA

Pri prvom letu uz korišćenje motora, 17. decembra 1903. godine udar vetra je oštetio avion braće Rajt. Moderni transportni avioni su više od milion puta bolji od svojih prethodnika od pre 97 godina. Međutim, udar vetra na aerodromima je još uvek problem, kao i mnoge druge meteorološke pojave.

POLETANJE

Jedan od najosnovnijih zahteva u oblasti meteorologije je raspolaganje pouzdanim i reprezentativnim osmatranjima na aerodromu. Osnovni podaci za poletanje i sletanje su pravac vetra, brzina vetra, vidljivost, vreme (vremenske pojave), visina oblaka, temperatura i pritisak. Osmatranja vetra se koriste za izbor piste (sletanje se uglavnom ne dozvoljava kada bočni vetar prelazi 45 km/h) i za određivanje maksimalne dozvoljene težine letilice u poletanju i sletanju. Temperatura je važna za rad motora i određivanje brzine u poletanju. Visoke temperature znače manju gustinu vazduha. Vazduh manje gustine ima i manju moć nošenja, što ima za rezultat potrebu za većom brzinom pri poletanju i shodno tome i potrebu za pistama veće dužine. Ako je pista nedovoljno dugačka težina u poletanju treba da bude manja. Ovo je naročito važno na aerodromima u toplim klimatskim uslovima. Promena temperature od 30 ºC do 31 ºC odgovara smanjenju maksimalne težine poletanja za 2 000 kg (B-747). U odnosu na ukupnu težinu aviona, 2 000 kg ne mora izgledati mnogo, ali predstavlja težinu četiri putnika i goriva potrebnog da ih preveze na daljinu od 9.000 km. Takođe, maksimalna težina u poletanju zavisi i od vetra. Temperatura vazduha od 15 ºC i čeoni vetar od 18 km/h (10 čvorova) dozvoljavaju veću težinu u poletanja za 5 200 kg, nego što je to bilo u uslovima bez vetra. Ako iz tehničkih razloga avion mora da poleti u smeru vetra, kazna za repni vetar od 9 km/h (5 čvorova) je smanjenje težine za 9 000 kg.

ZATVOREN AERODROM

Vremenski uslovi (pojave) imaju značajan uticaj na rad aerodroma. Pri pojavi ledene kiše otežano je i skoro da je onemogućeno bilo kakvo kretanje na aerodromu. Na sreću, ledena kiša nije česta pojava. Pesak uskovitlan vetrom je česta pojava u pustinjskim oblastima. Kada se na aerodromu pojavi peščana oluja sve operacije se privremeno obustavljaju.

KIŠA I SNEG

Punjenje aviona gorivom je zabranjeno kada je grmljavinska nepogoda na aerodromu ili u njegovoj blizini. Poletanje u toku grmljavinske nepogode ili tokom jake kiše (donji izliv ili mikroizliv) je rizično zbog jakog udara vetra ili iznenadne promene pravca i/ili brzine vetra (smicanje vetra). Čak i lake snežne padavine su potencijalno opasne kada su temperature ispod nule. Pod takvim uslovima avion mora da se prska sredstvom protiv zaleđivanja neposredno pre poletanja, jer bi se mokar sneg na gornjoj strani krila zamrzao u toku poletanja. Nagomilani sneg i led nepovoljno utiču na aerodinamična svojstva krila, što bi značilo fatalno gubljenje visine. Jak sneg uzrokuje jako smanjenje vidljivosti, što može dovesti do kašnjenja u poletanju.

Talog od padavina može imati jak uticaj na rad aviona i kočnica. Neočišćena pista može jako ograničiti težinu pri poletanju. Ako se očekuje zaleđivanje, u toku ili neposredno nakon poletanja, vruć vazduh iz motora se koristi za grejanje krila. Ovo tzv. "oticanje vazduha" smanjuje snagu motora i traži dodatno smanjivanje težine vazduhoplova.

GUBICI

Jasno je da težina vazduhoplova ima veliki uticaj na ekonomičnost leta. Kada je ova težina velika, da bi se dozvolilo prenošenje korisnog tereta uz uzimanje u obzir goriva potrebnog za određenu daljinu, kao i predviđene rezerva goriva, postoje samo dve mogućnosti; (*i*) prekidanje leta sletanjem radi uzimanja goriva ili (*ii*) smanjenjem korisnog tereta. Obe mogućnosti zahtevaju velike dodatne troškove.

VIDLJIVOST

Minimalna vidljivost na kojoj je uvek dozvoljeno poletanje i sletanje zavisi od opremljenosti aerodroma (dimenzije pist(e)i, osvetljenosti piste i pomoći u navigaciji) i od navigacionih instrumenata na avionu. Moderni avioni obično imaju mogućnost poletanja i sletanja sa pravilno opremljenih aerodroma tokom veoma male vidljivosti. Međutim, postoje mnogi komercijalni avioni čije se poletanje mora odložiti jer su vidljivost i baza oblaka suviše niski. Ovo je posebno slučaj pri poletanju sa izolovanih aerodroma, gde bi avion u slučaju kvara na motoru posle poletanja, morao biti u stanju i da sleti na isti aerodrom.

Vidljivost i baza oblaka jako utičku na saobraćaj na aerodromu. U toku lepog vremena kontrola vazdušnog saobraćaja i aerodromske službe mogu da ostvare više poletanja i sletanja za isti period vremena, nego u lošim vremenskim uslovima. Kada nepovoljno stanje vazduhoplovnog vremena na saobraćajno zakrčenim, uglavnom većim aerodromima umanji broj prihvata aviona kašnjenja i zadržavanja su čest problem.

PRITISAK

Atmosferski pritisak izmeren na aerodromu koristi se za setovanje altimetra za lokalni vazdušni saobraćaj. Očigledno je da piloti moraju biti u stanju da se u potpunosti oslone na vrednosti pritiska koje im daje aerodromska meteorološka stanica na mestu sletanja. Na primer, u slučaju kada je zemljište visoko ili ako postoji neka druga visoka prepreka zaklonjena oblakom na prilaznoj putanji, ispravno setovanje altimetra je pitanje života ili smrti.

AERODROMSKE METEOROLOŠKE STANICE

Važan uticaj na vazdušni saobraćaj imaju relativno male promene vetra, vidljivosti, temperature ili pritiska To jasno osvetljava neophodnost opremanja svake aerodromske meteorološke stanice preciznim i pouzdanim instrumentima smeštenim na reprezentativnim položajima na aerodromu. Aerodromske meteorološke stanice imaju dvostruku funkciju. One prate i izveštavaju o svim meteorološkim parametrima od bitnog značaja za vazduhoplovstvo. Pored toga, one su deo Globalnog osmatračkog sistema (*Global Observing System* - GOS) Svetske meteorološke organizacije, koji čini osnovnu mrežu osmatračkih meteoroloških stanica opšte namene. Veliki deo zahteva vazduhoplovstva u pogledu osmatranja na aerodromima su veoma korisni i za ostale poslove operativne meteorologije. Procenjuje se da je jedna trećina osmatračkih stanica za izvršavanje potpunih dnevnih osmatračkih programa smeštena na aerodromima.

VETAR NA PUTANJI LETA

Trajanje leta i potrebno gorivo zavise od vetra i temperature na putanji leta. Veće brzine leta modernih aviona čine uticaj vetra relativno manje važnim. Međutim, brzine vetra na visinama leta današnjih aviona (32 000 - 42 500 ft) u proseku su veće od brzina na nižim visinama koje, na primer, koriste avioni sa klipnim motorima.

Dnevne potrošnje goriva na dužim rutama pokazuju važne varijacije usled vetra, naročito na letovima ka zapadu i istoku u umerenim geografskim širinama. Na primer, prosečan čeoni vetar od 90 km/h na razdaljini od 5 000 km odgovara potrošnji goriva većoj za 10 000 kg nego u slučaju bez vetra (B - 747). Nošenje nepotrebnih rezervi goriva na dugim letovima je veoma neekonomično. Dodatna težina znatno povećava potrošnju goriva i može u mnogim slučajevima dovesti do smanjenja korisnog tereta. Uske zone maksimalnog vetra, tzv. mlazne struje, koje se javljaju u atmosferi na visinama koje koriste moderni transportni avioni, često se pružaju na rastojanjima većim od hiljadu kilometara. U središtu mlazne struje su uobičajene brzine vetra od 200 km/h, a maksimalni vetar povremeno prelazi 300 km/h. Očigledno, bilo bi glupo leteti čeono protiv jakih vetrova, kada se oni mogu izbeći skretanjem na druge rute, koje ne moraju biti mnogo duže od izbegavanih.

Brzina i smer vetra obično variraju po visini. Otuda se vreme leta i/ili potrošnja goriva mogu optimalno podesiti pažljivim biranjem nivoa leta prema najpogodnijem vetru. Jasno je da su pouzdane informacije o vetru i temperaturi na odgovarajućim nivoima duž ruta potrebni vazduhoplovnim kompanijama za planiranje leta. Cilj ovakvih planiranja je da se izbegne nošenje nepotrebnih rezervi goriva, ili što je još gore, nošenja nedovoljne količine goriva za određenu razdaljinu. Interkontinentalni letovi mogu trajati 8 - 14 časova. Planiranje leta, kojim se određuje dozvoljena količina tereta i potrebnog goriva, mora se izvršiti pre pripreme aviona za određeni let. Ovo zahteva da se prognozirane vrednosti vetra i temperature za planiranje leta moraju imati sa vremenom važnosti od 21 - 30 časova unapred, pre nego što se izvrše visinska osmatranja, koja čine osnovu vremenskih prognoza. Zbog ekstenzivnih ruta mnogih međunarodnih vazduhoplovnih kompanija, prognoze vetra za vazduhiplovstvo moraju ponekad obuhvatiti ceo Svet. Globalne prognoze visinskog vetra na osam nivoa od 5 000 ft do 46 000 ft, koje važe za 12, 18, 24 i 30 časova nakon vremena osmatranja čine ogromnu količinu podataka.

NUMERIČKE PROGNOZE

Pre četrdesetak godina meteorologija ne bi bila u mogućnosti da odgovori na takve zahteve. U to vreme prognoze vetra su se pravile manuelno, a pomoć tadašnjih najmoćnijih kompjutera je bila u povoju. Rezultati su bili krajnje ograničene tačnosti i važili su samo za ograničene oblasti. Sada se globalne prognoze vetra i temperature proizvode rutinski. To se čini upotrebom kompleksnih matematičko-fizičkih numeričkih modela atmosfere, zasnovanih na sve složenijim fizičkim pretpostavkama o ponašanju atmosfere, opisanih komplikovanim matematičkim jednačinama, koje se rešavaju složenim nimeričkim postupcima, pretočenim u vrlo komplikovane softverske pakete, koji se izvršavaju na najmoćnijim kompjuterima današnjice. Dobijeni podaci o vetru i temperaturi se prenose komunikacionim vezama velikih brzina vazduhoplovnim kompanijama. One, takođe, koriste kompjutere za brzo izračunavanje planova leta i dobijanje potreba za gorivom za letove unutar vlastite mreže. Tačnost prognoza još uvek nije perfektna, jer se povremeno otkriju važne razlike između prognoziranog i stvarnog vetra na malim ili srednjim razmerama. Međutim, globalne prognoze vetra su u proseku zadovoljavajuće. Uobičajeno je da avioni na letovima preko velikih daljina, radi mogućih prognostičkih netačnosti, nose manje od 5 % rezervi goriva.

Raspolaganje prognozama vetra velikog kvaliteta je za komercijalnu avijaciju jako važno. Bez raspolaganja ovakvim informacijama, vazduhoplovi bi na dugim okeanskim letovima morali nositi tako velike količine ekstra goriva (na račun plaćenog tereta), da bi operativni troškovi bili skoro nepodnošljivi. Vazduhoplovne kompanije ostvaruju velike uštede zahvaljujući boljim prognozama vetra. Pošto je evidentno da su prognoze iz godine u godinu sve savršenije, može se slobodno reći da su po tom osnovu uštede u potrošnji goriva u porastu.

WAFS - *SVETSKI PROGNOSTIČKI SISTEM*

Svakog dana veliki broj aviona iz mnogih država leti duž istih vazdušnih puteva. Dnevna izrada prognoza za svaki pojedinačni let na identičnim putevima značilo bi beskorisno trošenje energije. Zbog toga su radi racionalizacije ovog posla, još 1970. godine preduzeti prvi koraci ka centralizovanoj izrada tzv. regionalnih prognoza u specjalizovanim državnim centrima.

Kada je omogućena centralizovana izrada prognoze vetra za vazduhoplovstvo za ceo Svet, prednost međunarodne koordinacije je postala još veća. ICAO i WMO su 1983. godine zajedno usvojili koncept Svetskog prognostičkog sistema (*World Area Forecast System* - WAFS). Prema njemu dva Svetska prognostička centra (*World Area Forecast Centres* - WAFC) formirana u Londonu i Vašingtonu su nezavisno odgovorna za izradu globalnih prognoza vetra i temperature. Uzajamna razmena podataka između ova centra obezbeđuje podršku u slučaju prekida rada jednog od njih.

GRMLJAVINSKE NEPOGODE

Informacije o značajnim vremenskim uslovima u toku leta su i dalje nezamenljiv faktor u planiranju i obavljanju vazduhoplovnih operacija. Atmosferska voda - u gasovitom, tečnom ili čvrstom stanju - igra važnu ulogu u skoro svim pojavama opasnim za vazduhoplovstvo. Ponašanje atmosfere bi bilo mnogo jednostavnije bez prisustva vode u vazduhu! Sadržaj vodene pare u vazduhu je odlučujući faktor u stvaranju magle, oblaka i padavina. Pored toga, vodena para utiče na vertikalnu stabilnost atmosfere, jer se povećavanjem usponog vertikalnog kretanja, povećava količina padavina. Energija uključena u ove procese je zapanjujuća: latentna toplota koju oslobađa umerena grmljavinska nepogoda jednaka je energiji nuklearne eksplozije od 400 kilotona.

Grmljavinska nepogoda sadrži skoro sve opasnosti poznate vazduhoplovstvu. Većina komercijalnih aviona je opremljena radarima, jer su pilotu skoro uvek potrebne sveže informacije o lokaciji i obimu oluja koja može uticati na njegov let. Grmljavinska nepogoda često dostiže mnogo veće visine nego što su to uobičajeni nivoi letenja u komercijalnom vazduhoplovstvu. Opasnosti vezane za let kroz grmljavinsku nepogodu se ogledaju u jakoj turbulenciji, gradu, zaleđivanju i u manjem obimu u grmljavini. Jaka nispona vazdušna struja izazvana padavinama (npr. *microburst* ili donji izliv), koja se redovno nalazi ispod olujnih oblaka, prouzrokuje velike varijacije u smeru i brzini vetra u blizini zemljine površine, što je izrazito opasno za avione koji lete na malim visinama. Ponekad jake grmljavinske nepogode prouzrokuju stvaranje moćnih vrtloga koji se šire od tla visoko u oblak. Ovakvi vrtlozi najveće snage se tokom svog trajanja iznad kopna zovu tornada, dok se iznad vode nazivaju vodene pijavice. Tornada stvaraju najveće brzine vetra koje se javljaju na Zemlji (maksimalne vrednosti su procenjene i na 460 km/h). Avion koji ulazi u vrtlog tornada skoro sigurno će pretrpeti velika oštećenja.

CAT - *TURBULENCIJA VEDROG VREMENA*

Široko rasprostranjena turbulencija koja nije vezana za oblake može se javiti usled velikih razlika u brzini ili smeru vetra na relativno malom rastojanju u čistom (vedrom) vremenu. Ova pojava, nazvana turbulencija vedrog vremena (CAT), često se nalazi na višim nivoima leta. Ona je naročito u vezi sa mlaznom strujom. Intenzitet joj može varirati od slabe do jake turbulencije. Let u CAT okruženju može biti vrlo neprijatan pa i opasan. Ovakvo letenje dovodi do bacanja po avionu putnika i posade, koji nisu vezani, kao i neprišvršćenih predmeta.

Pouzdanost CAT prognoza bila je problematična od uvođenja mlaznih aviona, zato što je ta pojava veoma teška za prognoziranje. Na sreću, numeričko simuliranje stvaranja turbulencije pri vedrom vremenu, koje se sada razvija, obećava postizanje boljih rezultata.

RAFC - *REGIONALNI PROGNOSTIČKI CENTRI*

Priprema vremenskih prognoza u toku leta za potrebe vazduhoplovstva je proces u kojem je intervencija ljudi ponekad bitna. Specijalisti koji u ovome učestvuju moraju dobro poznavati regionalnu klimu. Pored toga, oni moraju biti upoznati sa aktuelnim karakteristikama vremenskih situacija zajedničkim za sve oblasti od interesa. Iz ovih razloga, još uvek nije moguće izradu ovakvih prognoza vršiti centralizovano u jednom svetskom centru. Shodno tome se odgovornost za ovaj posao deli po Regionalnim prognostičkim centrima (*Regional Area Forecast Centres* - RAFC). Oni u međusobnoj saradnji izdaju prognoze značajnog vremena obuhvatajući sve rute po Svetu.

SLETANJE

Čak i kada su meteorološki uslovi perfektni za sletanje, bezbedno prizemljenje velike letelice je i dalje kritičan posao. Težina pri sletanju širokotrupnog aviona može biti veća od 200 tona, a brzina pri prizemljenju je 250 km/h. Posle prizemljenja, avion mora da uspori na brzinu taksiranja. Kočnice moraju da apsorbuju ogromnu količinu energije, a poštovanje sigurnosti je neophodno. Maksimalna težina pri sletanju je određena na osnovu činjenice da avion mora biti zaustavljen na dužini koja iznosi 60 % raspoložive dužine suve i čiste piste. Maksimalna težina pri sletanju zavisi od nadmorske visine aerodroma, vetra duž piste, temperature vazduha i stanja piste.

Kada na pisti duva rafalni vetar, sletanje će često biti zabranjeno. Piste pokrivene stajaćom vodom, susnežicom ili snegom postaju lako neupotrebljive, čak i po relativno blagom bočnom vetru. Razvoj sistema elektronskog sletanja je drastično poboljšalo mogućnost rada i u toku magle. Automatska sletanja se sada rutinski vrše pri vidljivosti na pisti od samo 125 m. Međutim, nisu svi avioni, niti svi aerodromi opremljeni sistemom za sletanja određene preciznosti. Štaviše, automatska sletanja po magli nisu dozvoljena kada je bočni vetar jači od 18 km/h.

Uticaj vremenskih pojava je posebno važan u toku prilaza i sletanja. Neophodno je avionu koji sleće brzo prenošenje trenutnih/aktuelnih vrednosti smera, brzine i udara vetra, kao i vidljivosti duž piste i putanje taksiranja.

AVIJACIJA OPŠTE NAMENE

Moderni avion predstavlja impresivan rezultat vazduhoplovnog inžinjerstva. Ali, bez obzira na zadivljujuće funkcije takvog aviona, vremenski činioci imaju značajan uticaj na njegov rad. Pravovremeno dobijanje pouzdanih i preciznih meteoroloških informacija je od ogromnog značaja za ekonomičnost i bezbednost, čak i najsavremenijeh vazduhoplova. Istovremeno, više od 80 % svetske flote aviona sa fiksiranim krilima čine aviona na klipni pogon sa jednim motorom. Oni su skoro isto osetljivi na vazduhoplovno vreme kao i avioni od pre 50 godina.

Meteorološka podrška avijaciji opšte namene ima jake bezbednosne implikacije. Ona je više nego ikad zadatak vazduhoplovne meteorologije. Međutim, velika raznolikost u radu avijacije opšte namene i korišćenje brojnih malih aerodroma, koji nisu opremljeni meteorološkim stanicama čini ovaj zadatak posebno teškim. Za potrebe letova avijacije opšte namene, mnoge države su postavile (automatizovane) sisteme meteoroloških informacija koji se mogu konsultovati telefonski. Ovakvi sistemi su vrlo često potpuno automatizovani. WMO podstiče razvoj odgovarajućih tehnika za poboljšavanje usluga u ovoj važnoj grani avijacije.

ZADATAK

Mada Svetski i Regionalni prognostički centri daju prognoze visinskog vetra, temperature i značajnog vremena na ruti, meteorološkim službama preostaju i drugi veliki zadaci. Centralizovana proizvodnja globalnih i regionalnih prognoza obezbeđuje raspolaganje pouzdanim podacima za planiranje leta na svakom aerodromu koji ima vezu na RAFC i/ili WAFS. Međutim, ostale funkcije vazduhoplovne meteorologije važne za bezbednost leta moraju obezbediti države. Pored organizovanja osmatranja i izveštavanja o vremenskim uslovima na aerodromu u važne funkcije spadaju, kako priprema i diseminacija aerodromskih prognoza, tako i sprovođenje meteorološkog bdenja u državnom vazdušnom prostoru i u međunarodnim oblastima. Na međunarodnim aerodromima specifične meteorološke informacije se moraju dati posadama za milione letova, bilo brifingom, bilo automatski. Ove aktivnosti zahtevaju ne samo uvođenje i održavanje adekvatne infrastrukture, kao što su; aerodromske meteorološke stanice, aerodromske meteorološke službe i telekomunikacioni sistemi, već, takođe, zahtevaju i neophodni tehnički razvoj i obučeno osoblje.

SVETSKO METEOROLOŠKO BDENJE

Međunarodna saradnja u meteorologiji je neophodna, isto kao i u vazduhoplovstvu. Analiza stvarne vremenske situacije u celom Svetu tokom redovnih intervala i naknadno izračunavanje buduće globalne cirkulacije na različitim visinama, nije neophodna samo radi primene u vazduhoplovstvu. Većina metoda prognoze vremena se danas zasniva na dobijanju univerzalnih numeričkih proizvoda. Na osnovu njih mogu se davati prognoze koje se koriste u poljoprivredi, transportu, industriju ili za opštu namenu. Operativna meteorologija globalnih razmera je moguća samo ako sve državne meteorološke službe u potpunosti sarađuju u prikupljanju, razmeni i obradi osmotrenih podataka. Ove poslove organizuje WMO preko Svetskog meteorološkog bdenja (*World Weather Watch* - WWW), globalno koordiniranog sistema stvorenog sa ciljem da svim državama Sveta obezbedi meteorološke informacije, koje su im potrebne radi obavljanja nacionalnih i internacionalnih aktivnosti.

OSNOVNI SISTEMI

WWW se satoji od tri osnovna sistema: GOS, GTS i GDPS. Globalni osmatrački sistem (*Global Observing System* - GOS) čine, ne samo od 9 500 kopnenih meteoroloških stanica, 600 radara i 770 visinskih meteorološkoh stanica, već takođe i 7 000 brodova, 200 plovećih plutača i brojni avioni. Drugi osnovni sistem WWW je Globalni telekomunikacioni sistem (*Global Telecommunication System* - GTS) koji povezuje sve meteorološke službe u Svetu i koristi se za brzu razmenu osmotrenih i obrađenih podataka.

Nemaju sve države na raspolaganju moćne kompjutere i druge usavršene mogućnosti za obradu obilnih količina podataka potrebnih za izradu numeričkih analiza i prognoza globalnih i regionalnih atmosferskih procesa. Zato se zadatak pripreme i diseminacije (preko GTS) osnovnih numeričkih proizvoda poverava nekim meteorološkim centrima, što čini treći osnovni podsistem WWW, tj. Sistem globalne obrade podataka (*Global Data Processing System* - GDPS). Na ovaj način svaka država može imati koristi od učešća u međunarodnoj saradnji u meteorologiji.

Veliki značaj Svetskog meteorološkog bdenja za vazduhoplovnu meteorologiju je očigledan. Svetski i Regionalni prognostički centri mogu adekvatno funkcionisati ako WWW obezbedi pravovremeno sve odgovarajuće osmotrene podatke u određenoj oblasti. Pored toga, postoji bliska veza između WAFS i WWW pošto Regionalni prognostički centri često funkcionišu i kao regionalni centri u Sistemu globalne obrade podataka.

ODREDBE

Dve aktivnosti WMO su važne za svakodnevni rad u vazduhoplovnoj meteorologiji. To su:

1. Podrška WWW i
2. Razvoj regulativnog materijala.

Već je spomenuto da su osnovni sistemi Svetskog meteorološkog bdenja nezamenljivi u obezbeđivanju osmotrenih i obrađenih podataka kao osnove za vazduhoplovnu prognozu. Zajednička akcija WMO i ICAO koja se odnosi na odredbe i postupke koji obezbeđuju adekvatnu međunarodnu saradnju je druga ključna aktivnost. Važnost globalne standardizacije u vazduhoplovnoj meteorologiji ne treba potcenjivati. Različiti nacionalni korisnici meteoroloških usluga su obično dobro obavešteni kako, kada i gde se mogu dobiti potrebne vremenske prognoze i obično u tim situacijama nema jezičkih problema. Međutim, u vazduhoplovstvu stvari nisu tako jednostavne!

KLJUČEVI

Pilot može izvršiti poletanje sa piste pokrivene snegom, a nekoliko časova kasnije spustiti se na aerodrom u tropskim krajevima. Ne samo klima i vreme, već, takođe, i govorni i pisani jezik se mogu mnogo razlikovati od jednog do drugog aerodroma. Na većim aerodromima piloti iz celog sveta moraju biti snabdeveni meteorološkim informacijama koje su vezane za planiranje leta. Mada nisu profesionalni lingvisti, prognostičari i posade aviona u mnogim situacijama mogu dobro sarađivati. Međutim, nesporazumi mogu biti opasni. Zbog toga se jezik sporazumevanja mora dovesti u standardni oblik razumljiv svima. Meteorološki aerodromski izveštaji se izdaju u odgovarajućim WMO/ICAO meteorološkim ključevima. Svetske i regionalne prognoze i prognoze značajnog vremena obično se unose na određenu meteorološku kartu pomoću međunarodno prihvaćenih simbola i konvencija. Procenjuje se da više od milion pilota i isto toliko drugog osoblja na Zemlji poznaje ove ključeve i karte.

PROGRAM VAZDUHOPLOVNE METEOROLOGIJE

Takođe, pored gore spomenutih aktivnosti, Svetska meteorološka organizacija pokušava da poboljša meteorološku službu za podršku vazduhoplovstvu pomoću Programa vazduhoplovne meteorologije (*Aeronautical Meteorological Programme*). Važni elementi programa su: (*i*) podrška primeni, (*ii*) obrazovanje i obučavanje, kao i (*iii*) unapređenje istraživanja.

Postoje značajne razlike između različitih država u pogledu razvoja meteoroloških službi za obezbeđenje vazdušnog saobraćaja. Globalne i regionalne prognoze koje se mogu dobiti preko Svetskog meteorološkog bdenja (WWW) i Svetskog prognostičkog sistema su važan doprinos efikasnosti. Pored toga, svaka država je odgovorna za mnoštvo meteoroloških zadataka koji se mogu izvršiti samo pomoću složenih metoda, visoko specijalizovanog osoblja i skupe opreme, npr. vremenskih radara, stanica za prijem podataka od satelita i meteoroloških kompjuterskih sistema. Razumljivo je da finansijske i tehnološke mogućnosti potrebne za uspostavljanje meteoroloških usluga vazduhoplovstvu na određenom nivou nisu sada podjednako na raspolaganju u svim državama. WMO se trudi da pomogne manje razvijenim državama davanjem tehničkih smernica i podrške u specijalističkoj obuci kadrova. Takođe, WMO ima sopstvene Programe tehničke saradnje (*Voluntary Co-operation Programme* - VCP). Pomoć preko VCP može biti finansijska ili u obliku direktne praktične pomoći, kao što je davanje opreme.

Već je pomenuto da tačnost koja je postignuta u vazduhoplovnim prognozama još uvek ne zadovoljava sve zahteve. WMO se ne bavi samo koordinacijom operativne meteorologije, već takođe i unapređenjem atmosferskog istraživanja. Ova oblast danas obuhvata naučne aktivnosti širokog spektra, kao što su formulisanje istraživačkih projekata usmerenih na bolju primenu meteorologije u vazduhoplovstvu.

KORIST OD VAZDUHOPLOVNE METEROLOGIJE

Važnost aviotransporta u velikom broju raznih privrednih i društvenih aktivnosti je već istaknuta. Raspolaganje meteorološkim informacijama velikog kvaliteta ostaje za vazduhoplovstvo i dalje bitan činilac u održavanju efikasnosti i bezbednosti letenja. Zanemarivanje postojećih i očekivanih vremenskih uslova može dovesti do gubljenja vremena i goriva, nepotrebnih skretanja, oštećenja aviona i čak gubljenja života. U pogledu velikih investicionih ulaganja i velikih troškova rada modernog vazduhoplovstva, vazduhoplovne kompanije čine sve što je moguće da izbegnu svaki rizik za normalno obavljanje planiranih letova.

Osnivanjem vazduhoplovnih meteoroloških stanica i/ili centara na aerodromima, država daje važan doprinos infrastrukturi avijacije, što ima pozitivan efekat na razvoj državne privrede. Rad meteorološke službe za potrebe vazduhoplovstva je veoma ekonomičan. Na primer, troškovi opravke repnog krila aviona, kao posledica jednog slučaja oštećenja izazvanog gradom, prelaze iznos godišnje plate kvalifikovanog meteorologa. Operativna vrednost koju stvara jedan WAFC, na godišnjem nivou daje procenjenu finansijsku korist od mnogo miliona dolara. Takođe, postoje i indirektne koristi.

Kada se osnuje meteorološka služba na aerodromu, ubrzo se otkrije da može da služi i kao izvor vrednih meteoroloških informacija i za lokalne poljoprivrednike, privredu i komercijalne firme, čiji je posao zavisan od vremena. Nije neobično da jedna meteorološka služba na aerodromu ima više od sto redovnih korisnika iz okoline, koji nisu iz oblasti vazduhoplovstva. Obično se podstiče korišćenje takvih ekstra kapaciteta ove službe. Indikativno je za korisnost od meteorološke službe, da kada se osnuje odvojena i nezavisna vazduhoplovna meteorološka služba, ona može u izvesnom smislu dovesti do gubitka sredstava. Tada su materijalna sredstva, troškovi osoblja i infrastrukture za obavljanje osnovnih meteoroloških funkcija tako skupi da je neizbežna integracija službe. Pored toga, ako želimo da vazduhoplovna meteorologija profitira iz napretka atmosferskih nauka i tehnologije, neophodna je njena bliska saradnja i sa drugim aktivnostima meteorologije. U državama gde je u početku jedini zadatak meteorološke službe bila podrška avijaciji, proširenje rada u cilju obuhvatanja i drugih primena, kao što su poljoprivreda, pomorstvo, kopneni transport, privreda, itd. dalo je veoma važne i ekonomične doprinose privredi.

5. BUDUĆNOST

Razvoj vazduhoplovne tehnologije će prevazići sve poznate granice. Novi materijali će rezultirati u jačim i ekonomičnijim motorima. Lakša konstrukcija će imati bolji otpor na zamor materijala i koroziju. Usavršeni elektronski sistemi u vazduhoplovima za automatizovano poletanje, sletanje i navigaciju u toku leta kontrolisaće rad vazduhoplova sa velikom preciznošću. Digitalne veze za snabdevanje podacima će delimično zameniti komunikaciju glasovima između aviona i zemaljskih sistema i omogućiće brzo prenošenje navigacionih i meteoroloških podataka. Korišćenje satelita će poboljšati navigaciju, kontrolu aviona i saobraćaja. Bolji rad nove generacije vazduhoplova omogućiće prenošenje više plaćenog tereta na veće razdaljine. Razvoj svemirskog aviona, letelice koja će moći da uzleti i kao aviona, i da leti u Svemir kao raketa, sada ulazi u nove faze.

Napredak vazduhoplovne tehnologije će učiniti letenje manje osetljivim na vreme. Međutim, meteorološke informacije će ostati od najveće važnosti za aviotransport. Tako, na primer, planira se da najnoviji modeli aviona budu zanemarljive metalne konstrukcije, zbog čega se posebno moraju zaštititi od munja i elektromagnetne interferencije. Takođe, očekuje se da će velike brzine i usavršeni profili krila povećati osetljivost aviona na jake kiše.

Ogromni iznosi troškova uvođenja i rada flote modernih aviona u kombinaciji sa konkurentnim tržištem u aviotransportu obezbediće komercijalnoj avijaciji da optimalno koristi meteorološke informacije pre i u toku leta.

Naučno-stručni razvoj meteorologije pokazuje da se sadašnje i buduće potrebe mogu ispuniti na zadovoljavajući način. Korišćenje numeričkih modela atmosfere će dodatno poboljšati globalne prognoze vetra i temperature. Očekuje se da će istraživanje vremenskih fenomena malih i srednjih razmera dovesti do boljih prognoza na aerodromima.

Instalacija Doplerovog radara na aerodromima omogućiće brzo lociranje sistema oblaka, koji dovode do nisponih struja izazvanih padavinama i smicanja vetra. Sledeća generacija meteoroloških satelita biće moćno oruđe otkrivanja i praćenja opasnih vremenskih pojava. Satelitski podaci za oblast okeana pomoći će da se poboljša praćenje kretanja vazduha na velikim visinama, a naročito položaj mlaznih struja i oblasti turbulencije vedrog vremena.

6. ZAKLJUČCI

Vazduhoplovstvo je osetljivo na atmosferske uslove. Meteorološke informacije su bitan faktor u planiranju i izvođenju leta. U meteorologiji i vazduhoplovstvu je putem međunarodne saradnje postignuta veoma racionalna raspodela zadatka u dobijanju i snabdevanju vazduhoplova potrebnim meteorološkim podacima. Skoro sve države su pristupile Svetskoj meteorološkoj organizaciji i Međunarodnoj organizaciji za civilno vazduhoplovstvo. Na ovaj način su okupljeni stručnjaci iz oblasti vazduhoplovne meteorologije. Ovakvo okupljanje i saradnja se ne odnose samo na opštu praksu, već i na poznavanje regionalnih i lokalnih pojava od važnosti za vazduhoplovstvo.

Regionalna i podregionalna saradnja u vazduhoplovnoj meteorologiji je organizovana u kontekstu dve međunarodne organizacije uz prednost postojanja globalne kompatibilnosti usluga. Druga važna prednost međunarodne saradnje je transfer tehnologija državama gde je vazduhoplovna meteorologija još uvek u razvoju.

Odgovornost državnih meteoroloških službi se prvenstveno odnosi na osnivanje aerodromskih meteoroloških stanica i/ili službi. Zatim, aerodromima treba obezbediti snabdevanje osmotranim i prognozanim podacima i sistemima za praćenje potencijalno opasnih vremenskih pojava. Sve ovo doprinosi da vazduhoplovstvo dobija na bezbednosti.

Veliki značaj vazduhoplovstva za društvo i privredu opravdava uvođenje skupe infrastrukture. Vazduhoplovne meteorološke službe zaista čine ekonomičan deo ove strukture, posebno kao podsistem integrisane državne službe.

Što se tiče budućnosti, nema razloga sumnjati da će vazduhoplovstvu i dalje biti potrebna stalna podrška meteorologije. Tehnološki i naučni napredak omogućava prihvatanje ovog izazova sa poverenjem.

DODATAK 5

Oznake, simboli i skraćenice

α	-	ugao
$P_{A\ MSL}$	-	pritisak na AMS redukovan na MSL
$P_{B\ MSL}$	-	pritisak na AMS redukovan na MSL
$P_{C\ MSL}$	-	pritisak na AMS redukovan na MSL
$\overline{T}$	-	srednja *T*
	-	Ci
	-	Cs
	-	Cc
	-	As
	-	Ac
	-	St
	-	Sc
	-	Ns
	-	Cu
	-	Cb
○	-	meteorološka stanica
	-	pravac vetra
▲	-	50 kt
|	-	10 kt
ı	-	5 kt
15	-	izoterma
1013	-	izobara
3000	-	izohipsa
0	-	linija jednake vlage
φ	-	geografska širina
π	-	Ludolfov broj
θ	-	ugao putanje sletanja
θ_1	-	ugao putanje sletanja
θ_2	-	ugao putanje sletanja
ΔP	-	promena pritiska u celim jedinicama
^{0}	-	lučki stepen
^0C	-	stepen Celzijusov
^0F	-	stepen Farenhajtov
A	-	anticiklon,
	-	artička vazdušna masa,
	-	član izraza,
	-	oznaka,
	-	tačka
a	-	ubrzanje
A - B	-	linija
Ac	-	Altocumulus
AFTN	-	Vazduhoplovna fiksna telekomunikaciona mreža
AGL	-	apsolutna visina
AM	-	amplitudna modulacija
AMS	-	aerodromska meteorološka stanica
Ar	-	argon
As	-	Altostratus
A_T	-	amplituda talasa
AVG	-	aktuelni vertikalni gradijent temperature
B	-	član izraza,
	-	oznaka,
	-	tačka
BKN	-	razbijena oblačnost
C	-	ciklon,
	-	član izraza,
	-	oznaka,
	-	tačka
C	-	ugljenik
C - D	-	linija
CAeM	-	Komisija za vazduhoplovnu meteorologiju
CAMNA	-	Komisija za primenu meteorologije u avionavigaciji
CAT	-	turbulencija vedrog vremena
Cb	-	Cumulonimbus
Cc	-	Cirrocumulus
CFC	-	hloro-fluoro-karbonatska jedinjenja
Ci	-	Cirrus
CO_2	-	ugljen dioksid
Cs	-	Cirrostratus
C_T	-	fazna brzina
Cu	-	Cumulus
D	-	oznaka,
	-	tačka
D	-	gustina
d	-	dan
dam	-	dekametar
DELZ	-	debljina sloja atmosfere
E	-	istok,
	-	oznaka
e	-	osnova prirodnog logaritma
ENE	-	istok-severoistok
ENIAC	-	prvi elektronski računar
ESE	-	istok-jugoistok
F	-	oznaka
F	-	sila

f	-	temperatura u °F
FEW	-	mala oblačnost
F_T	-	frekvenca talasa
ft	-	fit (stopa)
F_{TOTAL}	-	rezultantna sila
G	-	gustina
g	-	gravitacija,
	-	mera opterećenja
g	-	gram
GDPS	-	Globalni sistem za obradu podataka
GOES	-	geostacionarni satelit
GOS	-	Globalni osmatrački sistem
GTS	-	Globalni telekomunikacioni sistem
H	-	anticiklon,
	-	linija,
	-	visina izobarske površine u dam
H	-	visina baze oblaka
h	-	sat ili čas
h	-	visina
h_0	-	referentna visina
H_2	-	molekul vodonika
H_2O	-	molekul vode
h_A	-	visina AMS
h_B	-	visina AMS
h_C	-	visina AMS
He	-	helijum
HF	-	visoke frekvence
Hg	-	živa
HGT	-	horizontalni gradijent temperature
hPa	-	hektoPaskal
Hz	-	Herc
ICAO	-	Međunarodna organizacija za civilni vazdušni saobraćaj
IFR	-	pravila instrumentalnog letenja
IMC	-	instrumentalni meteorološki uslovi
IMO	-	Međunarodna meteorološka organizacija
in	-	inč
inHg	-	inč živinog stuba
ISA	-	internacionalna standardna atmosfera
ITZK	-	intertropska zona konergencije
J	-	Džul,
	-	položaj mlazne struje
J	-	jod
K	-	Kelvin
K	-	indeks stabilnosti
kg	-	kilogram
km	-	kilometar
kP	-	kontinentalna polarna vazdušna masa
Kr	-	kripton
kT	-	kontinentalna tropska vazdušna masa
kt	-	čvor
L	-	ciklon
l	-	litar
LIFR	-	pod-instrumentalna pravila letenja
LLT	-	turbulencija u nižim slojevima
LLWAS	-	upozoravajući sustemi LLWS
LLWS	-	nisko smicanje vetra
L_T	-	talasna dužina
LT	-	lokalno vreme
m	-	metar
m	-	masa
μ m	-	mikrometar
mb	-	milibar
MC	-	meteorološki uslovi
min	-	minut
mm	-	milimetar
mmHg	-	milimetar živinog stuba
mP	-	maritimna polarna vazdušna masa
MSL	-	srednji nivo mora
mT	-	maritimna tropska vazdušna masa
MVFR	-	granična pravila vizuelnog letenja
MWT	-	turbulencija planinskih talasa
N	-	Njutn,
	-	ciklon,
	-	sever
N_2	-	molekul azota
NE	-	severoistok
Ne	-	neon
NEXRAD	-	sledeća generacija vremenskih radara
NH_3	-	molekul amonijaka
nm	-	nautička milja
NNE	-	sever-severoistok
NNW	-	sever-severozapad
Ns	-	Nimbostratus
NW	-	severozapad
O	-	kiseonik
O_2	-	molekul kiseonika
O_3	-	ozon
OVC	-	potpuna oblačnost
P	-	oznaka izobare,
	-	standardna izobarska površina,
	-	pritisak u celim hPa,
	-	oznaka položaja fronta
P	-	pritisak
P_0	-	referentni pritisak
P_1	-	vrednost pritiska
P_2	-	vrednost pritiska
P_A	-	pritisak na AMS
Pa	-	Paskal
P_B	-	pritisak na AMS

P_C	-	pritisak na AMS
PP	-	pritisak pare
P_T	-	period talasa
PZP	-	pritiska zasićene pare
QFE	-	pritisak na AMS
QFF	-	pritisak na AMS redukovan na MSL prema stvarnim uslovima
QNE	-	pritisak na MSL prema ISA ili 1 013.25 hPa
QNH	-	pritisak na AMS redukovan na MSL prema ISA
rad	-	radijan
R	-	gasna konstanta
RAFC	-	Regionalni prognostički centar
RAFS	-	Regionalni prognostički sistem
Rn	-	radon
RV	-	relativna vlažnost
RVR	-	vidljivost piste
S	-	jug
S	-	površina
s	-	sekund
SAD	-	Sjedinjene Američke Države
SAVG	-	suvoadijabatski vertikalni gradijent temperature
Sc	-	Stratocumulus
SCT	-	razbacana oblačnost
SE	-	jugoistok
SI	-	Međunarodni sistem mera
SITA	-	Međunarodno društvo za vazduhoplovne telekomunikacije
SKC	-	nema oblaka
sm	-	obična milja
SMO	-	Svetska meteorološka organizacija
SSE	-	jug-jugoistok
SSSR	-	Savez Sovjetskih Socijalističkih Republika
SSW	-	jug-jugozapad
St	-	Stratus
SW	-	jugozapag
T	-	temperatura u celim ^{0}C
T	-	temperatura u K
t	-	tona
t	-	temperatura u ^{0}C
T(*na dnu*)	-	temperatura na dnu sloja atmosfere
T(*na vrhu*)	-	temperatura na vrhu sloja atmosfere
T_{500}	-	*t* na visini 500 hPa
T_{700}	-	*t* na visini 700 hPa
T_{850}	-	*t* na visini 850 hPa
tan	-	tanges ugla
TCU	-	oblak tipa Cu Congestus
TD	-	razlika *t* i *TTR* u celim ^{0}C
T_D	-	*TTR* u celim ^{0}C
TD_{700}	-	*TTR* na visini 700 hPa
TD_{850}	-	*TTR* na visini 850 hPa
TDWR	-	terminalni Doplerov vremenski radar
TNT	-	turbulencija u ili blizu grmljavinskih nepogoda
TTR	-	temperatura tačke rose u ^{0}C
UN	-	Ujedinjene nacije
USA	-	Sjedinjene Američke Države
V	-	Anticiklon,
	-	Volt,
	-	linija
VAVG	-	vlažnoadijabatski temperaturni gradijent
VCP	-	Program tehničke saradnje
VFR	-	pravila vizuelnog letenja
VGT	-	vertikalni gradijent temperature
VHF	-	vrlo visoke frekvence
VIP	-	intenzitet radarskog eha
VMC	-	vizuelni meteorološki uslovi
VŠ	-	Vršac
VTP	-	vazduhoplovno tehnički propisi
W	-	zapad
WAFC	-	Svetski prognostički centar
WAFS	-	Svetski prognostički sistem
WMO	-	Svetska meteorološka organizacija
WNW	-	zapad-severozapad
WSW		zapad-jugozapad
WWW	-	Svetsko meteorološko bdenje
X	-	rastojanje,
	-	tačka
Xe	-	ksenon
Z	-	visina

DODATAK 6

Literatura

Bartles, J., 1963: *Geophysik*, Fischer Bücherei, Frankfurt am Main.

BMTC softver, Version 1.3, 1993: *Cloud Identification – Basic Type*. Bureu of Meteorology Training Centre, Melburne, Australia.

Čadež, M., 1973: *Meteorologija*, Beogradski izdavačko-grafički zavod, Beograd.

Čobanov, Z., 1992: *Vazduhoplovna meteorologija*, Naučna knjiga, Beograd.

De Saint-Exupery, A., 1939: *Wind, Sand and Stars*. Harcourt, Brace, Jovanovich, Inc.

Doswell, C. A., 1982: *The Operational Meteorology of Convective Weather*. Volume I. NOAA TM NWS NSSFC-5 U.S. Department of Commerce.

Doswell, C. A., 1985: *The Operational Meteorology of Convective Weather*. Volume II. NOAA TM ERL ESWG-5 U.S. Department of Commerce.

Gavrilov, B. M., 1992: *Vazduhoplovna meteorologija za PPL i CPL ovlašćenja*, Skripta, JAT, Pilotska Akademija, Vršac.

Gavrilov, B. M. i D Ignjatijević, 1996: *Upotreba PC računarske tehnologije u teorijskoj obuci pilota*, Studija, InComMark, Beograd.

Gavrilov, B. M., 1997: *Vazduhoplovna meteorologija, Opasne vremenske pojave*, Skripta, JAT, Flight Academy, Vršac.

Gavrilov, B. M., I. A.Tošić i M. Rančić, 2000: *Zbirka rešenih zadataka iz Modeliranja atmosfere I*. Dr M. B. Gavrilov i Institut za Meteorologiju, Fizički fakultet, Univerzitet u Beogradu.

Federal Aviation Administration, 1983: *Thunderstorms*. AC 00-24B. U.S. Department of Transportation, FAA, Washington, D.C.

Federal Aviation Administration, 1983: *Wake Turbulence*. AC 90-23D. U.S. Department of Transportation, FAA, Washington, D.C.

Federal Aviation Administration, 1988: *Pilot Wind Shear Guide*. AC 00-54. U.S. Department of Transportation, FAA, Washington, D.C.

Fujita, T., 1985: *The Downburst. SMRP Research Paper 210*. The University of Chicago.

Fujita, T., 1986: *DFW Microburst. SMRP Research Paper 217*. The University of Chicago.

International Civil Aviation Organization, 1971: *ICAO Abbreviations and Codes*, Procedures for Air Navigation Services, 3th edition, ICAO, Quebec, Canada.

Janjić, I. Z., 1992: *Fizički procesi, Modeliranje atmosfere II*, Skripta za studente meteorologije, školske 1992/93. Institut za meteorologiju, Fizički fakultet, PMF, Univerzitet u Beogradu.

Janjić, I. Z., 1993: *Numerički metodi, Modeliranje atmosfere I*, Skripta za studente meteorologije školske, 1992/93, 1993/94. Institut za meteorologiju, Fizički fakultet, PMF, Univerzitet u Beogradu.

Jovanović, Ž., 1974: *Vazduhoplovna meteorologija*, JAT školski centar, Beograd.

Kastelein, J., 1988: *Meteorology in the service of aviation*, No. 706, WMO, Geneva.

Krunić, Č., i Razumenić S., 1995: *Rečnik vazduhoplovnih akronima*, Avijatika, Beograd.

Lester, F. P., 1994: *Turbulence; A New Perspective for Pilots*, Jepessen Sanderson Training Products.

Lester, F. P., 1995: *Aviation weather*, Jepessen Sanderson Training Products.

Mesinger, F. i Z. I. Janjić 1989: *Meteorologija deo I*, Autorizovana skripta, Institut za meteorologiju, Fizički fakultet, Univerzitet u Beogradu.

Mihailović, T. D., 1988: *Osnove meteoroloških osmatranja i obrade podataka*, Institut za ratarstvo i povrtarstvo, Poljoprivredni fakultet, Univerzitet u Novom Sadu.

Milanković M. M., 1941: *Canon of Insolation and the Ice Age Problem*. Kraljevska srpska akademija, Beograd (Translation, Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem, 1969).

Ničković, S., 1984: *Osnovi dinamičke meteorologije*, RŠC RV i PVO, Beograd.

Institut za fiziku i Naučna knjiga, 1990: *Oznake, jedinice, nazivi i fundamentalne konstante u fizici*, Sveske fizičkih nauka, Institut za fiziku, OOUR Institut za teorijsku fiziku, Beograd

Palmen, E. and Newton C., 1969: *Atmospheric Circulation System*, Academic Press, New York.
Radinović, Dj., 1969: *Analiza vremena*, Zavod za štampu udžbenika SR Srbije, Beograd.
Rajković, B. i Mesinger F., 1994: *Mikrometeorologija*, Autorizovana skripta, Institut za meteorologiju, Fizički fakultet, Univerzitet u Beogradu.
Razumenić, S., 1984: *Performanse transportnih vazduhoplova*, Saobraćajni fakultet, Univerzitet u Beogradu.
Retalack, J., 1981: *Vazduhoplovna meteorologija*, Savezni hidrometeorološki zavod (prevod sa engleskog: Compendium of Meteorology, Volume II, Part 2, Aeronautical Meteorology, WMO, Geneva), Beograd.
Srpska akademija nauka i umetnosti, 1982: *Život i delo Milutina Milankovića 1879-1979.*, Naučni skup održan u Srpskoj akademiji nauka i umetnosti od 10. do 12. oktobra 1979. godine, SANU, Beograd.
Savezni hidrometeorološki zavod, 1959: *Međunarodni atlas oblaka*, Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd.
Savezni hidrometeorološki zavod, 1974: Uputstvo za osmatranje i merenje na glavnim meteorološkim stanicama, Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd.
TRENT Air Services: *Meteorology*, Cranfield Airfield Bedford, England, MK43 0AL.
Underdown, R. B., 1988: *Meteorology*, Ground studies for pilots, Volume 4, BSP Professional Books, Oxford.
World Meteorological Organization, 1979: *Technical Regulations*, Basic Document, No. 2, WMO, Geneva.
World Meteorological Organization, 1995: *Technical Regulations*, Meteorological Service for International Air Navigation, Basic Document, No. 2, WMO, Geneva.

DODATAK 7

Registar pojmova



ISBN 86-7086-009-0